

Секция 1

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ОСОБЕННОСТИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ САЛАИРСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА (ЗАПАДНО-САЛАИРСКИЙ СЕКТОР)

Т.В. Абрамова, О.Л. Герасимчук

Научный руководитель заведующий лабораторией А.Д. Котельников
Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Раннепалеозойские образования Северо-Западного Салаира, в соответствии с легендой Кузбасской серии, представлены печёркинской, кинтерепской и суенгинской свитами раннего кембрия, верхнюю часть разреза венчает зелёно-фиолетовая серия среднего кембрия – раннего ордовика. Вулканизм представлен печёркинским базальт-андезит-плагиориолитовым и нерасчленёнными орлиногорско-ариничевским и чебуринско-краснянским риолит-трахибазальтовыми комплексами. Особенностью Салаирского вулканоплутонического пояса является уникальный по длительности проявления вулканизм, более или менее интенсивно продолжавшийся с раннего кембрия по ранний ордовик включительно, при этом на всём протяжении сохранялась натриевая специализация как вулканитов базальтоидной группы, так и риолитоидной.

С печёркинским базальт-андезит-плагиориолитовым комплексом ассоциируют печёркинская, кинтерепская и суенгинская свиты. В настоящее время существуют различные точки зрения на соотношение и взаимоотношения данных подразделений.

Печёркинская свита представлена покровными фациями печёркинского базальт-андезит-плагиориолитового комплекса и ассоциирующими с ними осадочными породами. Разрез слагают интенсивно рассланцованные метариолиты, метариодациты, реже лейкобазальты а также их туфы. Существенную часть разреза слагают вулканомиктовые метапесчаники с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов, отмечаются прослой кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев и метаалевролитов. В формационном отношении печёркинская свита рассматривалась, как типичный представитель спилит-кератофировой формации раннегеосинклинального этапа развития Салаира [1]. Нижняя граница печёркинской свиты не установлена, верхняя определяется залеганием на ней с размывом образований зелёно-фиолетовой серии среднего кембрия-раннего ордовика. Возраст печёркинской свиты определяется находками археоциат в линзах мраморизованных известняков, характеризующих возрастной диапазон от натальевского, кийского, камешковского, санаштыкгольского и обручевского горизонтов включительно, а также корреляцией с кинтерепской и суенгинской свитами.

Кинтерепская свита имеет достаточно однородный состав и представлена преимущественно мраморизованными известняками темно-серого, серого и светло-серого цвета и резко подчинёнными по объёму доломитами, сланцами, метаалевролитами, метапесчаниками и ещё реже метагравелитами. Мраморизованные известняки обладают массивной и тонкополосчатой текстурами. Последняя характеризуется чередованием тонких прослоев серых и тёмно-серых разностей. Тесная ассоциация с печёркинскими вулканитами позволяет предположить, что кинтерепские отложения представляют собой водорослево-археоциатовые биогермы, приуроченные к вулканическим постройкам. Присутствие в породах вулканического стекла, сфалерита и барита может служить дополнительным признаком синхронности образования известняков с печёркинским вулканизмом. Возраст свиты установлен на основании находок микрофитоцитов, водорослей и археоциат плохой сохранности атдабанского и ботомского ярусов нижнего кембрия. Плохая сохранность органических остатков вызвана достаточно высокой степенью регионального и дислокационного метаморфизма, обусловившего формирование складчатых структур нескольких порядков.

Суенгинская свита представлена терригенно-карбонатными образованиями. Она характеризуется более пёстрым составом, по сравнению с подстилающей кинтерепской свитой. В разрезе отмечены метапесчаники, часто имеющие вулканомиктовый состав, метаалевролиты, глинистые и известково-глинистые сланцы, нередко встречаются прослой и линзы метагравелитов и конгломератов с галькой андезибазальтов, андезитов, песчаников, филлитов, мраморов, а также интрузивных пород кислого и основного состава. В северной части площади работ возрастает роль вулканогенных пород – андезибазальтов, андезитов, плагиодацитов и их туфов. Возраст установлен на основании находок археоциат, характерных для санаштыкгольского горизонта нижнего кембрия.

При проведении работ по геологическому доизучению листа N – 44 – XVIII в полевой период 2005 года в пределах распространения структур Северо-Западного Салаира было установлено, что границы между вышеперечисленными подразделениями имеют в большинстве случаев тектонический характер. Анализ складчатости в мраморизованных известняках кинтерепской свиты и в вулканогенно-осадочных образованиях суенгинской свиты показал их существенные различия. Восточнее площади работ базальная пачка конгломератов суенгинской свиты по данным В.В. Нечаева полого залегает на крутопадающих известняках «горьевской» свиты, следовательно, вопрос о взаимоотношениях кинтерепской и суенгинской свит требует дальнейшего изучения. Положение печёркинской свиты в разрезе весьма неопределённо. Проявления вулканизма носят дискретный характер и проявляются в виде обособленных ареалов в пределах обширного бассейна осадконакопления. Они накладываются на процессы осадконакопления, значительно усложняя общую картину и создавая разнофациальные разрезы в пределах одной структуры. Неоднократные и различные по масштабам проявления печёркинского вулканизма, по всей видимости, в большей степени тяготеют ко времени формирования суенгинской свиты.

Орлиногорско-ариничевскому и чебуринско-краснянскому риолит-трахибазальтовым комплексам в Западно-Салаирском секторе соответствуют удалённые от центров вулканизма флишиодные фации, представленные монотонным циклическим переслаиванием терригенных и вулканогенных пород с незначительными проявлениями

вулканитов. Эти образования слагают зелёно-фиолетовую серию среднего кембрия – раннего ордовика, которая расчленяется на сафатовскую, матюжихинскую и чупинскую свиты.

Сафатовская свита выделена Х.Ш. Курбангалеевой и В.Г. Свиридовым[2] со стратотипом по р.Бердь. Свита сложена терригенными породами, среди которых преобладают песчаники. Обломки в последних представлены кварцем, полевыми шпатами, вулканитами кислого состава, кварцитами, кремнистыми сланцами. Ограниченное распространение имеют граувакковые песчаники с обломками «андезитов и андезидацитов». Диагностическими чертами для свиты являются: пестроцветный облик, часто яркие зелёно-лиловые тона окраски пород, обилие грубокластического материала в основном аркозового состава, наличие выдержанной довольно мощной (70-80м) пачки переслаивающихся конгломератов и гравелитов в верхней части разреза. Среди хорошо окатанных гальки и гравия кроме перечисленных выше пород присутствуют белые мраморы, гранитоиды, красные яшмовидные кварциты.

Х.Ш. Курбангалеева описывает согласно залегание зелёно-фиолетовых отложений (сафатовской свиты) на тёмно-серых и серо-зелёных известковистых песчаниках и известково-глинистых сланцах суенгинской свиты. Аналогичное взаимоотношение отмечается В.Г. Свиридовым в естественных обнажениях левого берега р.Бердь (выше устья р. Укроп). Буровой скважиной на водоразделе рек Долганка и Стрелюшка вскрыта граница с подстилающими отложениями суенгинской свиты. Последние представлены переходной пачкой зеленовато-серых полимиктовых известковистых песчаников с остатком археоциаты *Claruscyathus solidus* Vologd., свидетельствующем об их раннекембрийском возрасте. Резкой литологической смены между свитами не наблюдается, граница постепенная и проводится в значительной степени условно.

Наиболее представительный разрез верхней половины зелёно-фиолетовой серии наблюдается по левому склону долины р.Изырак, где он был детально изучен В.Г. Свиридовым и Х.Ш. Курбангалеевой. Последняя разрез расчленила на усть-матюжихинскую пачку (условно коррелируется с верхней частью сафатовской свиты), матюжихинскую и чупинскую свиты.

Матюжихинская свита пользуется широким распространением в северо-западном Салаире, где она описывалась в составе среднего кембрия под названием «верхней эффузивно-осадочной свиты кембрия». В отличие от сафатовской она характеризуется вулканогенно-осадочным составом и сложена песчаниками, туфопесчаниками, туфогравелитами и алевролитами с редкими прослоями туфов андезидацитов? и «порфиристов». В нижних 100м имеется несколько прослоев фиолетово-зелёных конгломератов с хорошо окатанными гальками и валунами «порфиристов», кремнистых пород, пестроцветных аргиллитов, мраморизованных известняков. Породы имеют серо-зелёный и зелёно-серый цвета, изредка встречаются фиолетово-серые разновидности. Состав вулканитов не изучен.

Подосва свиты в стратотипе проводится по смене серо-фиолетовых «усть-матюжихинских» алевролитов серо-зелёными песчаниками и туфопесчаниками с прослоями конгломератов, здесь же она согласно перекрывается толщей песчаников и алевролитов, выделенной в качестве стратотипа чупинской свиты ордовика.

Органических остатков в стратотипе не обнаружено. Однако в отложениях в карьере Медведский, по р.Бердь в районе Узкой Луки, по р.Ик у устья р.Кривушка, которые по литологическому составу коррелируются с верхними частями матюжихинской свиты известны прослой известковистых песчаников, песчаных известняков и алевролитов зелёного, реже лилового цвета, включающие обильные остатки брахиопод («фракушняки»). По заключению Л.Г. Севергиной и А.Г. Ядрёнкиной они представлены видом *Arheoorthis melita* Hall et Whitfield, характерным для тремадокского яруса.

Чупинская свита, в своей нижней части, представлена весьма характерной пачкой (100м) голубовато-зелёных алевролитов и мелкозернистых песчаников, известной в качестве «хмельёвской», включающей обильные остатки трилобитов. Выше она сменяется зелёно-серыми, серо-фиолетовыми (лиловыми), фиолетово-серыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Свита отличается от матюжихинской меньшим содержанием туфогенного материала, более тонким гранулометрическим составом пород, пестроцветным обликом. В «хмельёвской» пачке по р. Изырак собрана фауна трилобитов [2], характеризующая поздний тремадок. Средняя часть свиты палеонтологически не охарактеризована, в кровле найдены брахиоподы *Arcaiorthis sibirica* Sev., *Tritoechis* sp. Верхняя граница чупинской свиты проводится по появлению в разрезе весьма характерных тонкослоистых серых и зеленовато-серых алевролитов и песчаников с тёмно-серыми прослойками алевролитов, с которых В.Г.Свиридов начинает установленный им в данном разрезе стратотип изыракской свиты.

Расчленение зелёно-фиолетовой толщи на сафатовскую, матюжихинскую и чупинскую свиты произведено по отдельным опорным разрезам, фрагменты выделенных подразделений прослежены на некоторых других участках Северо-Западного Салаира. При проведении ГДП-200 в связи с неудовлетворительной обнажённостью территории предложенная схема не сможет быть реализована повсеместно. Для этих случаев предусмотрено выделение зелёно-фиолетовой серии, которая включает перечисленные подразделения.

Приведённые в легенде факты согласно залегания зелёно-фиолетовой серии на отложениях суенгинской свиты противоречат приведённому там же утверждению, что верхняя граница печёркинской свиты «определяется залеганием на ней с разрывом образований зелёно-фиолетовой серии среднего кембрия-раннего ордовика». Наиболее предпочтительным следует считать признание существенного перерыва в процессе осадконакопления.

Литература

1. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. – М.: Недра, 1964. – 387 с.
2. Свиридов В.Г., Курбангалеева Х.Ш. Материалы к стратиграфии кемброордовикских – нижнесилурийских отложений северо-западной части Салаира // Геология и полезные ископаемые юга Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1988. – С. 134 – 138.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ АПЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ДНЕПРА В.В. Бадяй

Научный руководитель заведующий лабораторией неогеодинимики А.К. Карабанов
Институт геохимии и геофизики Национальной академии наук Беларуси, г. Минск, Беларусь

Верхнее течение Днепра (Верхний Днепр) расположено в пределах территории Беларуси. Здесь по геологическим данным установлены погребенные аллювиальные свиты верхнего олигоцена, неогена и плейстоцена (крупейская, холмечская, дворецкая, вселюбская, венедская, нижне-, верхнекривичская, дреговичская), а также аллювиальные образования, формирующие террасовые уровни (две верхнепоозерские (верхневалдайские) надпойменные террасы и два уровня поймы).

Наиболее древние аллювиальные отложения долины Верхнего Днепра детально изучены в разрезе у д. Крупейки (Гомельская область) и выделены в крупейскую свиту. В разрезе Крупейки крупейская аллювиальная свита подстилается глауконитово-кварцевыми песками харьковской свиты нижнего олигоцена, перекрывается толщей среднеплейстоценовых отложений с моренным горизонтом в основании [5]. Абсолютные отметки подошвы крупейской свиты в этом разрезе: 117,0 – 123,0 м, кровли около 124,0 – 130,0 м. Отложения крупейской свиты залегают на 18 – 20 м выше современного уреза Днепра. В основании разреза расположен слой размыва (перлювиальный) мощностью до 0,2 м (диаметр галек достигает 5 см), переходящий в слой белых, зеленовато-серых, диагонально-слоистых разнотернистых русловых песков мощностью до 5,0 – 6,0 м. Выше залегают слой белых, серых, иногда зеленовато-серых мелкозернистых песков с желтыми, зеленовато-серыми и красными пятнами. Мощность слоя до 0,5 – 1,0 м (фашия прирусловой отмели). Завершает разрез слой светло-серых, голубовато- и зеленовато-серых (иногда до черных) пойменно-старичных пестроцветных глин. Мощность верхнего слоя достигает 5,5 – 6,5 м. По данным спорово-пыльцевого анализа пестроцветных глин установлен верхнеолигоценовый возраст отложений крупейской свиты [5]. Результаты литологических исследований показали, что в составе крупейских песков преобладает хорошо окатанный кварц, а для глин характерен каолинит [5]. Формирование олигомиктовых кварцевых песков крупейской свиты происходило в условиях стабильной тектонической обстановки, с широким развитием руслового меандрирования. В результате длительного блуждания русла в широкой долине и перемыва аллювия были разрушены и удалены из состава аллювия неустойчивые минералы, а зерна кварца окатаны и отсортированы.

Активизация неотектонических движений в неогене привела к поднятию участка долины Верхнего Днепра на отрезке гг. Речица – Лоев до 20 м и более. Это обусловило значительное врезание реки на локальном участке, развитию коры выветривания в кровле пойменно-старичных отложений крупейской свиты.

Помимо разреза у д. Крупейки аллювиальные кварцевые пески верхнего олигоцена мощностью до 13 – 15 м (месторождение Лоевское) выявлены в разрезах Лоевского и Речицкого районов Гомельской области.

Аллювиальные отложения неогена в долине Верхнего Днепра установлены в нескольких разрезах (у дд. Холмеч, Колочин, Дворец Гомельской области) и по названиям опорных разрезов выделены в холмечскую и дворецкую свиты. Возраст свит обоснован палеоботаническими данными [3].

Отложения холмечской свиты (нижний-, средний плиоцен) представлены русловыми песками, пойменно-старичными супесями, суглинками и глинами общей мощностью до 15 – 16 м. Кровля свиты в опорном разрезе у д. Холмеч залегают на 1 – 2 м ниже современного уреза Днепра.

В опорном разрезе Дворец дворецкая свита (верхний плиоцен) представлена русловыми песками, пойменными глинами и алевритами, общей мощностью до 6 – 8 м. Кровля свиты расположена здесь на 1 – 3 м выше уреза Днепра.

Аллювиальные отложения плейстоцена Верхнего Днепра представлены: вселюбской, венедской, нижнекривичской, верхнекривичской, а также дреговичской свитами [3, 4].

Вселюбская свита (нижний плейстоцен) прослежена в обнажении по правому берегу Днепра у д. Колочин (Речицкий район). В исследованном обнажении вселюбская свита состоит преимущественно из старичных сизовато-серых глин. В уступе террасы над урезом Днепра выступает около 1,5 м аллювия. Вселюбская свита подстилается отложениями дворецкой свиты, кровля которой залегают на 1 – 2 м ниже современного уреза Днепра.

Формирование венедской свиты было связано с глубоким врезанием Днепра на рубеже раннего и среднего плейстоцена (около 0,8 млн. лет назад). Отложения венедской свиты вскрыты рядом скважин на отрезке гг. Копысь – Шклов [4]. В составе венедской свиты преобладают русловые пески, достигающие мощности 20 – 24 м. Подошва венедской свиты расположена на глубине около 48 м ниже межи Днепра.

Нижнекривичская свита (первая большая часть александрийского межледникового (лихвинского) межледникового) вскрыта скважинами на большей части бассейна Верхнего Днепра. В разрезе у г. Могилев нижнекривичская свита представлена песками, алевритами, глинами, торфом, общей мощностью до 18 м. Залегают на глубине 25 – 28 м ниже межи [4].

Верхнекривичская свита (вторая часть александрийского межледникового) также широко распространена на территории Беларуси. Анализ описаний скважин показывает, что для верхнекривичской свиты характерно преобладание в ее составе старичной и пойменной фаций избыточной мощности. Подошва верхнекривичской свиты залегают на глубине порядка 18 – 20 м ниже межи Днепра. Общая мощность свиты достигает 12 – 14 м.

Условия залегания дреговичской свиты (по названию древнеславянского племени в Полесье[2]), ее строение и возраст изучены в опорных разрезах Рогачев, Октябрь и Борхов Ров (Гомельская область).

Исследования опорного разреза Рогачев (у г. Рогачев) показали, что дреговичская свита состоит из двух подсвит, с размывом наложенных одна на другую.

Нижнедреговичская подсвита состоит из слоя разнотернистых русловых песков мощностью около 2 – 3 м, переходящих в слой торфа мощностью около 3 – 4 м. Муравинский (микулинский) возраст торфа был обоснован палеоботаническими методами [2]. Подошва нижнедреговичской подсвиты залегают на глубине около 15 – 20 м ниже современного уреза Днепра.

Верхнедреговичская подсвита состоит из слоя разнотернистых русловых песков мощностью около 4 – 5 м, который сменяется пойменно-старичным слоем, состоящим из чередования прослоев алевритов, глин и линз торфа. Мощность этого слоя около 3 – 4 м. Радиоуглеродное датирование, а также палеоботанические исследования позволили установить ранне-, среднепоозерский возраст отложений верхнедреговичской подсвиты [1]. Верхнедреговичская подсвита перекрыта слоем лессовидных пород мощностью около 3 – 4 м и более. [2].

Долина Верхнего Днепра состоит из второй и первой надпойменных террас, а также поймы. Выше г. Шклов (Могилевской области) долина узкая и глубоко врезанная. В этом районе террасы коцольные (эрозионно-аккумулятивные), а двухуровневая пойма является обвалованной. Аллювиальные отложения террас в районе г. Орша смыкаются с долинными зандрами. Аккумулятивный тип террас с широкими площадками (до 80 – 85 км в устье р. Сож) распространен в долине Верхнего Днепра лишь южнее г. Могилев [1]. Размыв среднепоозерского основания и

формирование террас цокольного типа связаны с деятельностью последнего ледника. Врезание реки в районе г. Орша могло произойти в результате активизации неотектонических (гляциотектонических) движений.

Исследования у дд. Бурое, Кудаево (Дубровинского р-на), у гг. Дубровно и Орша показали, что вторая надпойменная терраса сохранилась в долине Днепра выше г. Орша в виде узких (от 0,2 до 2,5 км) полос на обоих берегах Днепра.

Аллювий второй надпойменной террасы представлен хорошо сортированным коричнево-ржавым песком, мощностью от 0,5 до 2,0 м, а в основании залегает гравелистый базальный слой мощностью до 0,3 м. Цоколь террасы представлен поозерской (валдайской) либо припятской (среднерусской) моренами.

Первая надпойменная терраса морфологически выражена лучше. Однако, ее ширина выше г. Орша не превышает 100 – 150 м. Литологические особенности аллювиальных отложений первой надпойменной террасы изучены в окрестностях гг. Орши и Дубровно. В разрезе у д. Кудаево (Дубровинский район) аллювиальные отложения первой надпойменной террасы состоят из хорошо сортированных желто-серых песков, мощностью около 3,0 м. Ниже залегает слой диагонально-слоистых разнородных песков, мощностью около 2,0 м, содержащий криотурбации и псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам. Подстилает разрез слой желто-серых сортированных мелкозернистых песков, мощностью около 2,0 м, внизу переходящих в гравелистые пески. Такое наложение аллювиальных свит является обычным для этого региона, так как мы имеем дело со стабильной в плане и постепенно врезающейся рекой.

Наличие морозных структур, а также радиоуглеродные датировки [6] позволяют предполагать, что формирование аллювия первой надпойменной террасы Днепра в районе г. Орша произошло около 17 – 15 тыс. лет назад в перигляциальных условиях.

Поступление в долину Верхнего Днепра (в районе г. Орша) большого объема талых ледниковых вод и обломочного материала в период максимума последнего оледенения обусловило спрямление и многорукавность русла Днепра, а также заполнение долины хорошо сортированным аллювием. Следы многорукавного Днепра являются «мертвые» (бывшие) долины, выявленные на участке Орша – Шклов [6].

Пойма, ширина которой выше г. Орша достигает 50 – 100 м, имеет два уровня: верхний (около 6 – 7 м) и нижний (около 3 – 4 м). В разрезе у дд. Бурое, Застенки, Кудаево (Оршанского, Дубровинского районов, Витебской области) пойма состоит из мелкозернистых русловых и пойменных песков, а также старичных глин и торфа. По данным радиоуглеродного датирования седиментация пойменных отложений у д. Бурое началась около 8 тыс. лет назад [6].

С аллювиальными образованиями Верхнего Днепра связан ряд месторождений полезных ископаемых: строительных и формовочных песков, цементных и кирпичных глин, торфа. Погребенные свиты Пра-Днепра перспективны для поисков месторождений пресных подземных вод.

Литература

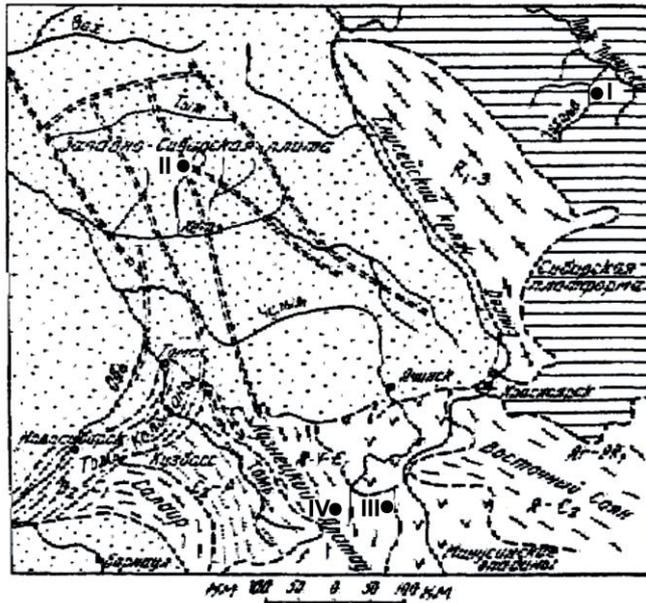
1. Арсланов Х.А., Вознячук Л.Н., Величквич Ф.Ю., Махнач Н.А., Калечиц Е.Г., Петров Г.С. Палеогеография Белоруссии в ранние фазы формирования средневалдайских генераций аллювия второй надпойменной террасы Днепра // Докл. АН БССР. – Минск, 1971. – Т. 200. № 6. – С. 141 – 144.
2. Вознячук Л.Н. К стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена Белоруссии и смежных территорий // Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. – Минск, 1973. – С. 45 – 75.
3. Геология Беларуси / Под ред. А.С. Махнач и др. – Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. – 814 с.
4. Горецкий Г.И. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. – М.: Наука, 1970. – 471 с.
5. Зинова Р.А. О выделении крупной свиты позднего олигоцена в Лоевском Приднепровье в связи с границей между палеогеном и неогеном // Неогеновые отложения Белоруссии. – Минск, 1982. – С. 11 – 18.
6. Калицкий Т. Эволюция некоторых речных долин Беларуси в позднеледниковье и голоцене // Литосфера. – Минск, 1999. – № 10. – 11. – С. 49 – 55.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДОЮРСКОГО ОСНОВАНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

О.А. Гашилова

Научный руководитель доцент И.И. Коптев
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

В последние годы многолетняя разработка нефтяных месторождений Томской области с наиболее эффективными запасами привела к тому, что на большинстве из них наметилась тенденция к падению добычи, которую удается поддерживать только благодаря применению новейших технологий интенсификации притока. Для решения проблем энергоснабжения и удовлетворения потребностей внутреннего и внешнего рынка необходимо открытие крупных или хотя бы средних по запасам месторождений нефти и газа. Вероятность их открытия в районах действующей нефтегазодобычи в связи их относительно высокой геолого-геофизической изученностью мала. Поэтому в последние годы все больший интерес представляет слабо изученная территория востока Томской области, расположенная в правобережной части реки Оби. В результате последних оценок перспективности района в конце 90-х годов группой ученых (В.С. Сурков, А.А. Трофимук и др.) был сделан вывод о возможности открытия месторождений нефти и газа не только в юрских горизонтах, но и в отложениях палеозоя. Поэтому, в целях более глубокого изучения домезозойских отложений и оценки перспектив их нефтегазоносности на этой территории было проведено значительное количество дополнительных сейсморазведочных работ более высокого качества и пробурен ряд глубоких скважин. Наибольший интерес вызывает к себе скважина Вездеходная № 4, поскольку при интерпретации геологических данных, полученных с этой скважины, мнения исследователей по ряду геологических вопросов, в том числе и по вопросу нефтегазоперспективности оказались существенно различными. Для того чтобы лучше понять суть имеющихся разногласий, предлагается краткое описание разреза Вездеходной площади на основании скважины Вездеходная № 4.



Условные обозначения:

- | | | | |
|--|--|--|--|
| | Мезозойско-кайнозойский чехол ЗСП | | Салаирские структуры Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна и Салаира |
| | Пликативные и разрывные структуры раннегерцинской Томь-Колыванской складчатой зоны | | Байкалиды Енисейского края |
| | Минусинские межгорные впадины герцинского возраста | | Границы структурных элементов |
| | Позднегерцинские структуры Кузбасса | | Возраст осадочных формаций, слагающих структурные элементы |
| | Сибирская платформа | | Глубинные разломы в доюрском фундаменте ЗСП |

Рис. 1. Тектоническая схема юго-восточной части Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления (составил Коптев И.И.)

I - Куюмбо-Юрубченский; II - Вездеходная площадь;
III - Батеневский край; IV - р. Белый Июс

Описание разреза скважины Вездеходная № 4

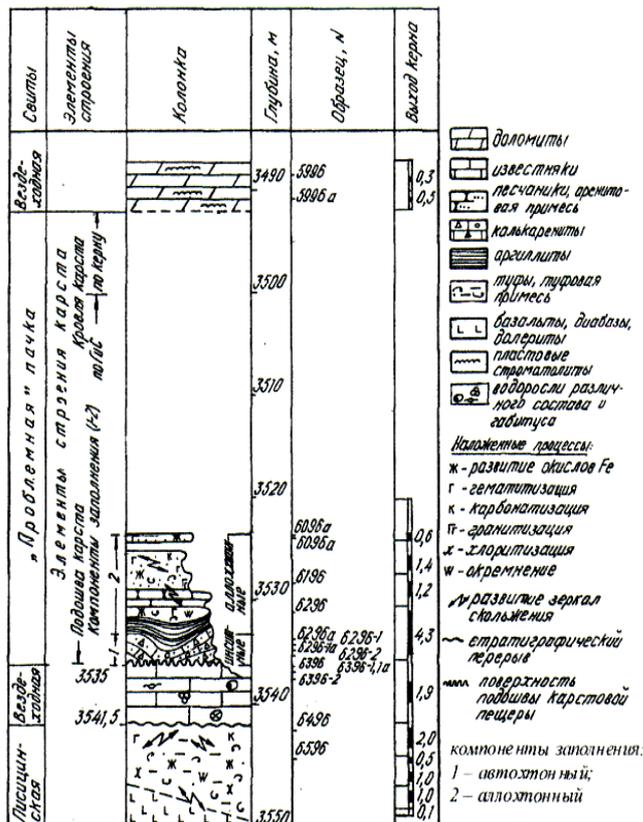


Рис. 2. Строение «проблемной» пачки пород в разрезе доюрских отложений скв. Вездеходная -4

Вездеходная площадь расположена в центре Кеть-Тымского междуречья на правом берегу Оби (рис 1). В пределах Вездеходного поднятия были пробурены 2 параметрические и 2 поисковых скважины. Параметрическая скважина № 4 была заложена в сводовой части поднятия в 5,5 км северо-восточнее скважины №3. Доюрские отложения были вскрыты на глубине 3106,7 м., представленные мощной толщей карбонатных пород, так называемая доломитовая «Вездеходная толща». Контакт вездеходной толщи и юрских алевролитов, песчаников и аргиллитов наблюдается в интервале 3100,0 м – 3106,7 м. Он характеризуется элементами поверхностной эрозии и выветривания. Измененных пород поверхностного выщелачивания в керне не наблюдалось, но его можно предполагать по отсутствию керна (0.5 м), а также обломков измененных доломитов в шламе, отобранном на глубине 3198м. (глинисто-кремнистая кора выветривания желто-бурого цвета) Далее по текстурно-структурным особенностям доюрские отложения можно разделить на следующие горизонты (сверху вниз):

1. интервал. 3105.8 – 3283.0 м – вскрыта верхняя часть вездеходной толщи, которая представлена белыми, светло-серыми, серыми, темно-серыми, массивными доломитами. С глубины 3120.0м диагностируется первичная биогенная природа доломитов – они образованы пластовыми строматолитами с четкими субгоризонтально ориентированными биогенными структурами, иногда

подчеркнутыми вторичной наложенной крустификацией и развитием каверн различной конфигурации. Редко вдоль трещин, соединяющих каверны, наблюдается наличие пелитового органического вещества (гл. 3135.0 м) и даже выпоты и запахи углеводородов (гл. 3132.0 м). Интенсивное развитие вторичного окремнения, наложенных процессов карбонатизации, окварцевания, сульфидизации совместно с признаками углеводородов позволяет предположить, что это не разобщенные процессы преобразования пород, а единая в пространстве и, возможно, однократная во времени система флюидно-метасоматической переработки доломитов.

2. интервал. 3283.0 – 3492.0 м – обнажается нижняя часть доломитового разреза, представлена серыми, темно-серыми полосчатыми и узорчатыми доломитами. Они образованы более разнообразными формами строматолитов: елковидными, столбчатыми, пластинчатыми.

Характерны также микрофитолиты, нитчатые и сине-зеленые водоросли. В целом породы интенсивно разуплотнены.

Наблюдается как первичная биогенная пористость и кавернозность, так и вторичная – в результате наложенных процессов: карбонатизации, сульфидизации, окварцевания, битуминизации. Достаточно характерно развитие небольших карстовых полостей.

В 3 интервале (3520.0 – 3535.6 м) – вскрыта пачка пород, представляющая наибольший интерес для стратиграфии – «проблемная пачка» (рис. 2).

Образована (сверху вниз) слоистыми красноцветными гематитизированными аргиллитами мощностью 8.8 м; серыми, голубовато-зеленовато-серыми кварцитовидными песчаниками, мощность которых составляет 1.5 м; массивными красноцветными алевро-аргиллитами мощностью 2.8 м и розовыми слабо гематитизированными вверху, интенсивно красными внизу карбонатными песчаниками, гравелитами, калькаренитами мощностью 2.6 м. Общая мощность пачки примерно равна 15.7 м. В кровле наблюдается постепенный переход от красноцветных аргиллитов к черным доломитам. Однако контакта между последними и строматолитовыми доломитами скважиной №4 не вскрыто. Здесь имеется перерыв в бурении, интерпретируемый как карстовая полость. Следует обратить внимание на 2 следующих момента: во-первых, для слоистых красноцветных аргиллитов наблюдается изменение ориентировки напластования от 35-40° до 0° и от 25°-30° до 0°-10° – для нижней слоенки. Это говорит о наличии контрастного рельефа подстилающей поверхности, либо, что более вероятно, о вмещающей карстовой пещере. Во-вторых, для этой части разреза типично своеобразие вторичных процессов: гематитизации, окварцевания, карбонатизации, развития зеркал скольжения.

Четвертый интервал (3535.6 – 3541.5 м) представлен темно-серыми до черных мелко-, тонкозернистыми до пелитоморфных доломитизированными массивными, однородными известняками.

Пятый интервал (3541.5 – 4841 м) – вскрыта так называемая «Лисицинская толща», подстилающая вездеходную толщу. Представлена различными вулканитами среднего, основного и кислого состава: литокластическими туфами андезитов, базальтами и др., отмечается сильная раздробленность породы, интенсивное окремнение, карбонатизация, гематитизация, хлоритизация, множество зеркал скольжения, микродеформация и секущие прожилки.

Шестой интервал (.4841 – 5005 м) – представлен породами сиенит-диорит-гранитового ряда, взаимно чередующихся друг с другом в зависимости от количественных соотношений слагающих минералов.

Возраст вскрытых скважиной толщ, разногласия по этому поводу

Перейдем непосредственно к самим вопросам, ответы на которые носят столь неоднозначный характер. К числу таких вопросов относятся:

1. Возраст толщ доломитов. По данному вопросу существуют следующие версии.

Группа палеонтологов из СО РАН (Елкин и др.) утверждают о позднефранском возрасте этой толщи основываясь на определении О.И. Богущ, С.А. Анастасиевой и В.А. Лучининой фораминифер и водорослей, найденных в той самой проблемной пачке, о которой упоминалось ранее (инт. 3520 – 3535,6 м).

Однако на мой взгляд, наиболее правдоподобной является версия о рифей-вендском возрасте доломитов.

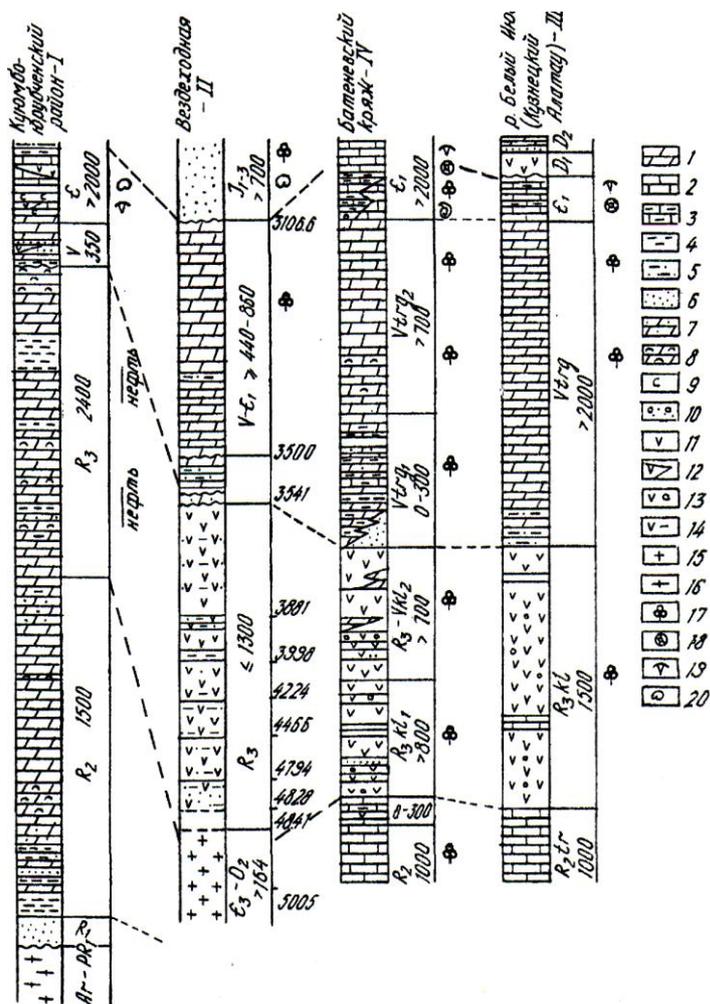


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов пограничных отложений венда и кембрия Западно-Сибирской плиты, Кузнецкого Алатау и Сибирской платформы.

1 - доломиты; 2 - известняки; 3 - глинистые известняки; 4 - аргиллиты; 5 - алевролиты; 6 - песчаники; 7 - доломиты песчанистые; 8 - доломиты строматолитовые; 9 - соли; 10 - гравелиты, конгломераты; 11 - спилиты, диабазы; 12 - траппы; 13 - туфы спилитов, порфиристов; 14 - туфоалевролиты; 15 - грааниты, гранодиориты; 16 - гранито-гнейсы; 17 - водорослевые растения, проблематика, строматолиты; 18 - археоциаты; 19 - трилобиты; 20 - брахиоподы

мнению И.И. Коптева, породы Вездеходной-4 и КАУ «мордально» отличить друг от друга просто невозможно. Учитывая также выдержанное северо-западное простирание и погружение под плитный чехол Западно-Сибирской плиты структур КАУ, можно предполагать широкое развитие этих пород в фундаменте восточной части Западно-Сибирской плиты.

Другим вопросом, заслуживающим не меньшего внимания, является возраст интрузии, вскрытой в призабойной части скв. №4

II. Возраст интрузивного массива Группа исследователей из СО РАН определила его как кристаллический фундамент, т.е. с возрастом AR-PR1. Однако те же Г.Д. Исаев, С.Н. Макаренко, М.Е. Раабен, В.И. Биджаков, И.И. Коптев) считают заключение ошибочным, поскольку: 1) имеются прямые данные о контактовом воздействии этой интрузии на гипсометрически выше лежащие лисицинскую вулканогенную и вездеходную толщи; 2) наблюдается контакт интрузии с окремненной глинисто-карбонатной породой, что свидетельствует об активных субвертикальных зонах флюидомиграции длительного функционирования; 3) по внешнему облику, минералогическому составу, характеру вторичных изменений интрузии Вездеходной площади во многом сходны с породами интрузивных массивов КАУ; 4) в интрузивном массиве встречаются измененные ксенолиты пород лисицинской толщи. Принимая во внимание то, что направление ориентировок тектонических элементов КАУ и Восточного Саяна очень близки и уверенно прослеживаются под чехлом Западно-Сибирской плиты в район Кеть-Тымского междуречья, распространение этих интрузий в пределах последнего может быть вполне закономерным

Заключение

Исходя из вышеизложенного, необходимо сказать, что геологические данные, полученные со скважины Вездеходная-4, представляют интерес не только в отношении перспектив нефтегазоносности данной территории, но и

Группа исследователей, представляющая такую точку зрения, (Г.Д. Исаев, С.Н. Макаренко, М.Е. Раабен, В.И. Биджаков, И.И. Коптев) убеждена, что анализ микрофауны в проблемном интервале не имеет никакого отношения к возрасту доломитового разреза, т.к., во-первых, сам биостратиграфический анализ изученного «видового комплекса» проводится как бы в отрыве от динамики породообразования в целом и не учитывает фактора вторичных процессов, а при микрофаунистическом анализе это существенно.

Во-вторых, такая степень изменения (обилие вторичных процессов) не свойственна D, тем более в платформенных условиях, а достоверность анализа, проведенного по сильно измененным породам может быть мала, что касается существенно фораминифер, они могут быть и вымытыми, а по мнению Шуйского имеющиеся фораминиферы в инт. 3534,2 – 3535,7 м напоминают по облику гранулированные обломки, и не исключено, что некоторые ими и являются.

По мнению же данной группы исследователей при рассмотрении данного вопроса уместным будет отметить некоторые общепланетарные закономерности необратимой эволюции литогенеза Земли, на которые указывал Н.М. Страхов. В частности, всем хорошо известны неповторимые в истории развития Земли эпохи угленакпления (карбон, пермь, юра), накопления железистых кварцитов-джеспилитов (верхний протерозой), накопления доломитов (рифей-венд) Последние широко распространены в пределах различных структур всего Азиатского материка. Мощность их достигает порядка 5000 м (таржунская свита Кузнецкого Алатау и Батеневского края, боксонская свита Восточного Саяна и др.) Предлагается схема сопоставления разреза Вездеходной площади (скв. № 4) с разрезами Куymbo-Юрубченского района, реки Белого Июса (Восточный склон Кузнецкого Алатау (КАУ) и батеневского края (рис. 3). Глядя на эти разрезы, нетрудно заметить, что последние два очень сходны с разрезом по скв. Вездеходной №4, причем не только по самой доломитовой толще, но и по составу подстилающих доломитовый комплекс пород и наличию тесной связи между ними. К тому же, по

имеют очень важное общегеологическое значение, так как для решения многих геологических вопросов эти данные являются основополагающими. Проблема нефтегазности доюрского комплекса Правобережья Оби, несмотря на отрицательные результаты при бурении скважин Вездеходной площади, остается остродискуссионной. Выводы о бесперспективности не имеют право на существование уже лишь потому, что не базируются на валидном сейсмофациальном анализе современного типа, не учитывают всего комплекса геологических, стратиграфических, фациальных и тектонофлюидодинамических данных по всем скважинам восточных регионов Томской области

Кроме того, существует мнение В.Н. Ростовцева о неправильном проведении испытаний в скв. Вездеходная-4, так как в ходе этих испытаний темно-серые доломиты, которые с большой уверенностью можно рассматривать в качестве потенциальных коллекторов, остались практически нетронутыми, а весь объем работ был проведен в эффузивах лисидинской толщи. В интервале глубин 3456.0-3545.0 м была получена вода со слабой пленкой нефти. По заключению И.В. Гончарова эта нефть была введена в буровой раствор в процессе бурения, так как ее состав аналогичен Кульегонской нефти, относящейся к отложениям юры Кульегонского месторождения. Однако, в результате дальнейших исследований И.В. Гончарова нефть Кульегонского месторождения по своим свойствам оказалась приурочена к типу палеозойских нефтей.

Отсюда можно предположить, что нефть, полученная с Вездеходной площади, может относиться к ее собственным нефтепроявлениям. Принимая во внимания эти факты и учитывая данные по Кулюмбо-Юрубченскому району, где промышленные залежи принадлежат аналогичным карбонатным образованиям, доломиты вездеходной толщи можно вполне рассматривать в качестве потенциальных пород-коллекторов для сосредоточения в них залежей углеводородов.

ДЕТАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НЮРОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ (ГЛУХОВСКОЕ, НАЛИМЬЕ, ПОНЬЖЕВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕФТИ)

А.А. Горкальцев

Научный руководитель профессор В.М. Подобина
ОАО «ТомскНИПИнефть ВНК», г. Томск, Россия

Детальная стратиграфия келловей-оксфордских отложений Нюрольской впадины (Глуховское, Налимье, Поньжевое месторождения) на данный момент не является до конца проработанной и однозначной.

Район исследования расположен на территории Томской области в пределах Каймысовской нефтегазоносной области.

Келловей-оксфордские отложения васюганской свиты изучаемой территории представлены пластами горизонта Ю₁ (Ю₁¹, Ю₁², Ю₁^М, Ю₁³), продуктивными из которых являются только пласты Ю₁¹ и Ю₁³. При расчленении и корреляции васюганской свиты района исследования были в основном использованы геофизический и литологический методы.

Геофизический метод.

Использование этого метода облегчает расчленение отложений в разрезах скважин и их корреляцию в межскважинном пространстве. По каждому месторождению района исследования (всего этим методом было охвачено 11 скважин 3-х месторождений) были сформированы корреляционные схемы, включающие набор каротажных кривых: ПС – потенциал собственной поляризации, КС – кажущееся удельное сопротивление, ГК – гамма каротаж и ИК – индукционный каротаж. Первым делом на каждой каротажной диаграмме выделялись легкоузнаваемые реперные поверхности, например подошва баженовской свиты. Следующий шаг – это собственно выделение васюганской свиты, расчленение ее на верхнюю и нижнюю подсвиты, а также на пласты горизонта Ю₁. Для песчаных пластов верхневасюганской подсвиты района исследования характерны значения ПС в интервале 36-84 мВ; значения КС (двухметрового зонда) – 5-13 Ом для более песчаных разностей, до 30 Ом для более алевролитовых разностей и более 40 Ом для карбонатизированных пропластков. Когда в каждой скважине было произведено детальное расчленение келловей-оксфордских разрезов (выделены песчаные пласты Ю₁¹, Ю₁², Ю₁^М, Ю₁³), выполнялось их межскважинное прослеживание (корреляция). Следует отметить, что геофизический метод является косвенным, т. к. схожие разрезы на каротажных кривых двух скважин могут принадлежать разным литолого-стратиграфическим уровням. Поэтому требуется подтверждение правильности выделения стратиграфических комплексов другими, более достоверными, методами, в данном случае применялся литологический метод. Использование разнообразных дополняющих методов необходимо, так как известно множество примеров ошибочного расчленения и корреляции отложений в различных временных диапазонах, на различных месторождениях Западной Сибири (в Карасевской группе – пласты горизонта Ю₁ васюганской свиты, на Широком месторождении нефти – подразделения тюменской свиты).

Литологический метод

Используется в комплексе с геофизическим методом. Литологический метод подтвердил правильность расчленения отложений васюганской свиты во всех разрезах скважин района исследования по каротажным диаграммам. Этот метод является более достоверным по сравнению с геофизическим, так как в большинстве случаев не требует субъективной интерпретации имеющегося фактического материала (при условии, что выход ядра составляет не менее 70-80%). Всего этим методом было охвачено приблизительно 40 % скважин. При расчленении разреза васюганской свиты учитывались литологические, структурно-текстурные особенности, наличие макроскопических остатков фауны и флоры.

Расчленение разреза каждой скважины начиналось с выделения баженовской и георгиевской свит, затем проводилось детальное расчленение нижележащих песчаных отложений васюганской свиты (горизонта Ю₁). Баженовская свита представлена битуминозными аргиллитами темно-коричневого цвета. Георгиевская свита содержит аргиллиты и алевролиты темно-серого цвета с многочисленными остатками (отпечатками) морской фауны; в подошве этой свиты встречаются песчано-алевролитовые отложения барабинской пачки, зеленовато-серого цвета с включениями глауконита. Пачка не выделяется на каротажных диаграммах, но литологически отличается от подстилающих песчаников васюганской свиты, уверенно фиксируется по ядру. В кровле васюганской свиты залегают песчаные пласты Ю₁¹ и Ю₁², которые содержат многочисленные макроскопические остатки морской фауны (отпечатки раковин

двустворок, ростров белемнитов и др.). Отложения этих пластов визуальнo отличаются от подстилающих и перекрывающих пород. Ниже по разрезу располагается пласт Ю₁^М, который, как правило, сверху и снизу ограничивается прослоями угля (или углистым аргиллитом), имеет включения углистого (углисто-глинистого) детрита. Еще ниже по разрезу залегает пласт Ю₁³. Он является наиболее мощным из всех пластов верхневасюганской подсвиты (до 30 м), представлен серым разнoзернистым песчаником, содержащим редкие глинисто-углистые намывы.

По керну отложения васюганской свиты достаточно уверенно коррелируются между собой.

Несмотря на высокий уровень изученности нефтеносного разреза юго-востока Западной Сибири на сегодняшний день (имеются геофизические данные и керновый материал), остаются спорные моменты в стратиграфии и палеофациальном районировании. Их можно разрешить путем исследования кернового материала и палеонтологическим анализом. Поэтому необходимо проводить исследования, направленные на уточнение стратиграфии юго-востока Западной Сибири, что, безусловно, облегчит работу геологов-нефтянников и работников НИИ.

по материалам ОАО «ТомсНИПИнефть ВНК»

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПАЛИНОСПЕКТРОВ РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ

Е.Н. Дрозд

Научный руководитель доцент Я.К. Еловичева

Институт геохимии и геофизики Национальной академии наук Беларуси, г. Минск, Беларусь

Палинология в новом тысячелетии призвана решать вопросы не только определения относительного возраста и времени формирования осадков, но и производить разносторонний анализ исследуемых отложений. Одной из сторон данного вопроса является выделение фаций отложений на основе состава палиноспектров. Достаточно детальная изученность озерных фаций, накопление которых происходило на протяжении позднеледниковья и голоцена на территории Беларуси [1], позволила получить и обобщить ряд новых интересных данных по процессам седиментогенеза в речных долинах. Их основу составили данные палинологических исследований речных отложений, расположенных в пределах водосборной территории р. Днепр и её притоков, изученных автором (Заценье, Заболотье; [2, 3]). А также, использованы данные по озерным разрезам Судoble и Ричи (скв. 7), [4].

Озера, являясь более стабильными водоемами по сравнению с реками, характеризуются и более устойчивыми условиями седиментогенеза. Это проявляется как в характере и смене осадков, так и в составе пыльцевых спектров. Накопление растительных микрофоссилий в озерных водоемах имеет следующие особенности: довольно высокое процентное содержание и четкую выраженность элементов палинологической диаграммы, в составе трав практически в равной степени встречается пыльца наземных и водно-болотных форм растительности.

Разрезы постоянных водотоков, как правило, характеризуются сменой нескольких фаций отложений в пределах одного изучаемого объекта и условно могут быть определены следующей схемой: русловая → пойменная → старичная. Для каждой из них на пыльцевых диаграммах выделяется характерный комплекс растительности. Обычно в разрезе наблюдается чередование выделенных фаций, связанное с изменениями водности территории и колебаниями уровней водоемов, различной степенью выработанности речной долины. На палинологических диаграммах это проявляется в различном соотношении пыльцы наземной и водно-болотной травянистой растительности. События, связанные с повышением уровней водоемов, отражаются в увеличении в пыльцевых спектрах водных представителей травянистой растительности, а понижение — в увеличении наземных форм. Заболачивание водоема характеризуется появлением и постоянным присутствием болотных форм травянистых на фоне присутствия других элементов.

Особенности пыльцевых спектров озерных и речных отложений выражаются в различном количественном и качественном составе наземной и водно-болотной травянистой растительности, а также характере пыльцевых кривых (рисунков). Причиной различий являются отличные условия седиментогенеза внутри озерных и речных водоемов.

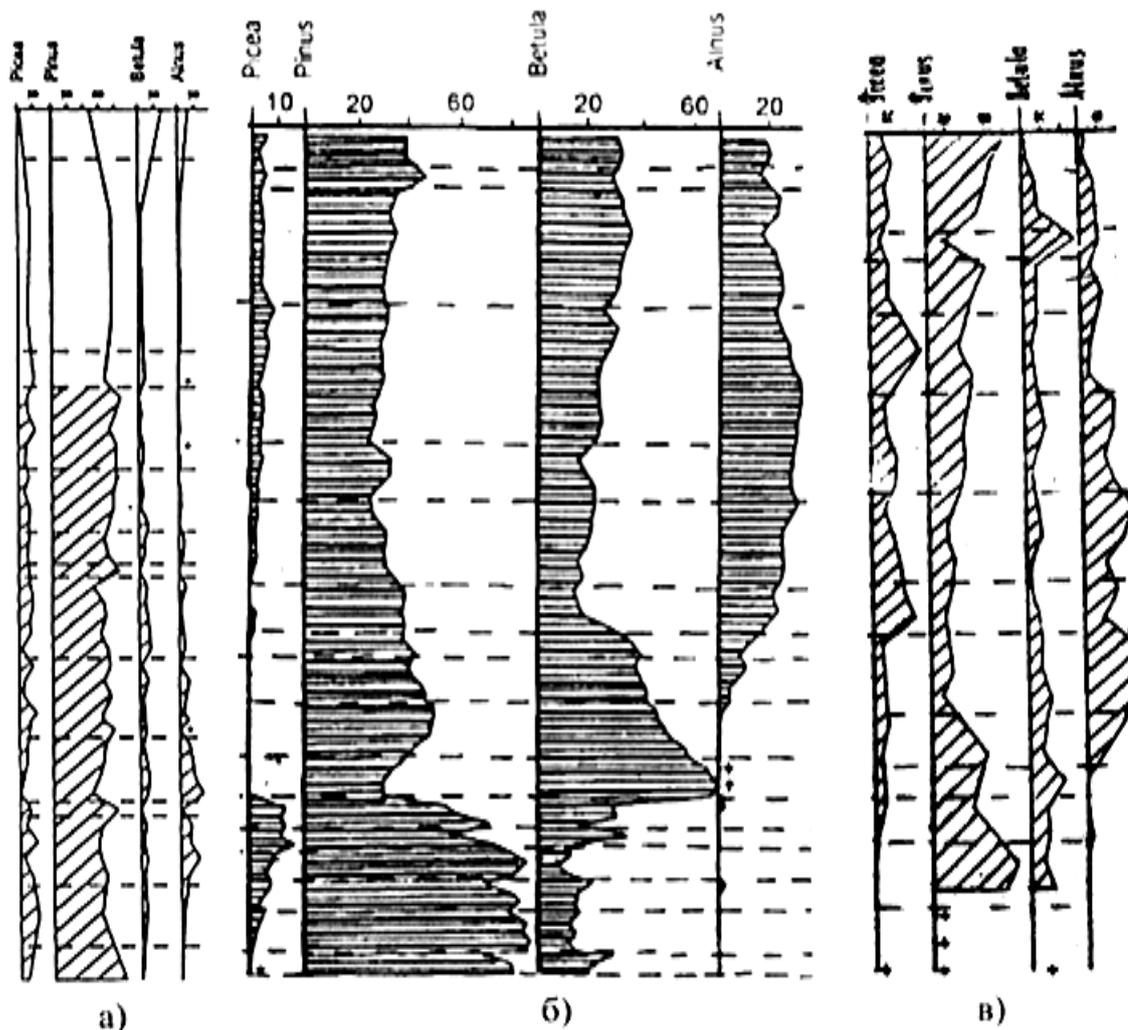


Рис. Характер пыльцевых кривых на палинологических диаграммах речных (а) и озерных (б, в) разрезов

Литература

1. Еловичева Я.К. Палинология позднеледникового и голоцена Белоруссии. – Минск: "Навука і тэхніка", 1993. – 94 с.
2. Еловичева Я.К., Дрозд Е.Н., Скопцова Н.В., Снаговский С.Н., Разлуцкая А.А., Ляшкевич Э.А., Лакиза В.Л.. Реконструкция природных условий местообитания древнего человека на стоянке Заценье (Беларусь) // Литосфера. – Минск, 2002. – № 2 (17). – С. 41 – 51.
3. Дрозд Е.Н. Палинostrатиграфия отложений древней ложбины стока в районе г. Рогачева (Беларусь) // Сборник трудов молодых ученых Национальной Академии Наук Беларуси. Отделение физико-технических наук. Отделение физики, математики и информатики. Отделение химии и наук о земле. – Минск: ИООО "Право и экономика", 2003. – Т. 3. – С. 157 – 160.
4. Еловичева Я.К., Богдель И.И. Новые разрезы голоцена Белоруссии//Геологическое строение осадочной толщи Белоруссии. - Минск: Наука и техника, 1985. – С.141 – 169.

ГЕОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ ХАНГАЙСКОГО НАГОРЬЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ)

Г.С. Дягилев

Научный руководитель доцент А.С. Гибшер

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Кайнозойский вулканизм в Центральной Азии активно проявился на значительной территории, включающей Туву, Восточный Саян, Прибайкалье, Монголию, Северный Китай, Куньлунь и Тибет, в результате чего возникли многослойные лавовые поля, свидетельствующие об их длительном и многократном формировании, а также мощные вулканокластические постройки различного состава.

Основная масса кайнозойских базальтов Северной и Центральной Монголии сосредоточена в пределах Хангайского нагорья и его отрогов, где они образуют отдельные изолированные или соединяющиеся узкими полосами базальтовых излияний вулканические массивы различных размеров. Как правило, эти базальты приурочены к долинам рек, нередко выполняя приразломные кайнозойские впадины, образуют на водоразделах небольшие по площади вершинные плато, поднятые по новейшим разломам [1].

В работах [2 – 4] основное внимание уделено изучению особенностей внутреннего строения базальтовых потоков Тарягского вулканического ареала. Настоящая работа посвящена изучению геологического строения кайнозойских вулканических полей на более обширной территории – Хангайском нагорье.

В пределах северной части Хангайского нагорья были изучены три относительно локализованных ареала.

Тарягский вулканический ареал представляет собой заполнение восточной части Тарягской впадины. Установлены три этапа вулканической активизации (позднеплиоценовый, средне-позднеплейстоценовый и голоценовый) [1]. Позднеплиоценовые базальты слагают высокие (150 – 200 м) террасы, состоящие из семи потоков мощностью от 5 до 50 метров. В ходе полевых исследований в верхней части разреза позднеплиоценовых базальтов автором были обнаружены пиллоу-лавы и гиалокластиты, описанные ранее как вулканические бомбы и туфобрекчии [1]. Подушки сложены массивным черным базальтом с тонкой стекловатой коркой. Диаметр подушек достигает 2-х метров, а толщина корки – первые сантиметры. Пространство между подушками заполнено гиалокластитом с редкими обломками стекла. Подобная толща могла образоваться в результате излияния базальтовой лавы в озеро. Отмечается наличие раскристаллизованных базальтов в средней части 2-го снизу потока, что свидетельствует о длительном остывании в спокойной обстановке.

В северной части Тарягского вулканического ареала разрез позднеплиоценовых базальтов уже не содержит ни гиалокластитов, ни базальтов с шаровой отдельностью, а мощности потоков варьируют от 2 до 70 метров. Разрез позднеплиоценовых базальтов Тарягского ареала снизу вверх представлен в табл. 1.

Таблица 1

Разрез позднеплиоценовых базальтов Тарягского ареала

Описание толщ	Мощность, м
1. Базальт темно-серый, массивный, сильнотрещиноватый; с большим количеством фенокристаллов оливина, санидина, титан-авгита, ксенолитов перидотитов;	>25
2. Базальт темно-серый, массивный, иногда слабопузырчатый; пузыри заполнены охристым веществом;	25
3. Базальт темно-серый, на выветрелой поверхности видны нефелиновые стяжения, на свежем сколе – массивный;	10
4. Базальт темно-серый, комковатый, сильнотрещиноватый;	70
5. Базальт светло-серый, массивный в центральной части; отмечаются редкие вкрапленники оливина;	2
6. Базальт светло-серый, массивный с вкрапленниками оливина; в виде линз встречаются базальты светло-серые, массивные, мелкокристаллические;	20 – 25
Общая мощность:	>150

Среднепозднеплейстоценовые базальты слагают высокие (более 25 м) террасы, состоящие из трех потоков мощностью от 5 до 10 метров. Характерной чертой базальтов этой возрастной генерации является наличие между потоками глинистых прослоев мощностью до полуметра. Следует отметить, что следов приконтактных изменений и закалки глинистых прослоев не отмечается.

Голоценовые базальты наряду с лавовыми потоками слагают моногенные шлаковые конуса. Потоки выполнены лавами двух морфологических типов – пахоэ-хоэ и аа (в русскоязычной терминологии соответственно – волнистые и глыбовые лавы). Шлаковые конуса являются вулканическими аппаратами центрального типа и расседоточены по всей территории Тарягской впадины.

В ходе полевых исследований было выяснено, что гиалокластиты, обнаруженные в верхней части разреза позднеплиоценовых базальтов, считались ранее туфоллавами и брекчиями [1]. В этих же базальтах были описаны пиллоу-лавы, которые образовались в результате излияния базальтов в ранее существовавшее озеро.

Орхонский вулканический ареал развит в среднем течении р. Орхон и на левобережье в долинах его притоков. Вулканические образования здесь представлены базальтами позднеплиоценового и средне-позднеплейстоценового возраста [1]. Позднеплиоценовые базальты слагают высокие (до 100 м) террасы, состоящие из пяти потоков мощностью от 10 до 25 метров. Отмечается наличие гиалокластитовой корки в основании базальтового разреза, а также палагонитовой прослойки между первым (самым нижним) и вторым потоками. Отмечено наличие прослоев суглинков между вторым и третьим потоками. Верхняя половина четвертого потока представлена базальтами с шаровой отдельностью. Цоколь низких террас (15 – 50 м) сформирован базальтами средне-позднеплейстоценового возраста, который с поверхности перекрыт грубоваулунными и галечными аллювиально-пролювиальными отложениями. Разрез позднеплиоценовых базальтов Орхонского ареала снизу вверх представлен в табл. 2.

Хануингольский вулканический ареал располагается от среднего течения р. Хануин до слияния с рекой Селенга. Выделяется два потока позднеплиоценового возраста с одинаковым строением и близкой мощности (около 8 м). На севере данного района расположены два моногенных вулканических аппарата сходного строения предположительно позднеплейстоценового возраста.

Детальное исследование вулканических потоков в пределах одного вулканического ареала, а также сравнение ареалов, расположенных в пределах одного горного района, позволяет выявить различие в условиях образования для разновозрастных образований.

Таблица 2

Разрез позднеплиоценовых базальтов Орхонского ареала

Описание толщ	Мощность, м
1. Базальт черный, массивный, отдельность слабовыраженная шаровая; в кровельной части отмечается гиалокластитовая корка; видны структуры закручивания;	>10

2. Прослой гиалокластит-палагонитовый;	0 – 0,5
3. Базальт серый до светло-серого, массивный, иногда мелкокристаллический, с грубостолбчатой отдельностью; в кровельной части присутствуют гиалокластиты; отмечаются редкие вкрапленники оливина;	17
4. Суглинки желтовато-серые;	0 – 0,1
5. Базальт темно-серый, массивный, местами мелкокристаллический; с редкими вкрапленниками оливина; в верхней части потока текстура миндалекаменная;	23
6. Пиллоу-лавы, цементированные гиалокластитом; в центральной части подушек – базальт черный, массивный со скорлуповатой отдельностью;	20
5. Базальт светло-серый, массивный в центральной части; отмечаются редкие вкрапленники оливина;	10
Общая мощность:	>80

Так, для базальтов Тарянского вулканического ареала в ходе полевых исследований, а затем при камеральной обработке результатов было выяснено, что гиалокластитовые базальты позднеплиоценового возраста к северу постепенно замещаются на базальты светло-серые, массивные. Причем мощность потока уменьшается с 50 метров до 2-х метров.

Сравнение геологического строения этих вулканических ареалов позволило сделать вывод о том, что вариации в строении одновозрастных базальтовых потоков является следствием различных условий их излияния.

Исследование геологического строения позднеплиоценовых базальтов Орхонского и Хануингольского вулканических ареалов позволило выявить следующие различия. Палагонитовый прослой, а также базальты с шаровой отдельностью, присутствующие в базальтах Орхонского вулканического ареала и отсутствующие в Хануингольском ареале, свидетельствуют о различии гидрологических условий во время излияния базальтового вещества на поверхность. Разное количество базальтовых потоков в этих двух ареалах свидетельствует о различии в объемах поступавшего на поверхность вещества мантии.

Литература

1. Ассоциации вулканогенных пород МНР, их состав и стратиграфическое положение. – Совместная советско-монгольская научно-исследовательская геологическая экспедиция. – М.: Наука, 1973. – вып. 7. – 112 с.
2. Дягилев Г.С. Геологическое строение кайнозойского вулканического ареала Тарянской впадины (Центральная Монголия) // Студент и научно-технический прогресс: Материалы XLII Международной научной студенческой конференции. – Новосибирск, НГУ, 2004. – С. 48 – 49.
3. Дягилев Г.С. Геология позднекайнозойских вулканитов Тарянской впадины (Центральная Монголия) // Геология и геоэкология Европейской России и сопредельных территорий: Материалы XV молодежной научной конференции, посвященной памяти К.О.Кратца. – С.-Петербург, 2004. – С. 70 – 72.
4. Дягилев Г.С. Позднекайнозойские вулканиты Тарянской впадины (Центральная Монголия) // Тезисы докладов Второй Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. – Новосибирск: Новосиб. Гос. ун-т, 2004. – С. 63.

СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ МИКРОБНОГО СООБЩЕСТВА СЕЮЙСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА

С.В. Зайцева, О.М. Калашникова¹, А.В. Брянская

Научный руководитель профессор Б.Б. Намсараев

Институт общей и экспериментальной биологии СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

¹Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ, Россия

В термальных источниках Прибайкалья выявлены специфические микробные сообщества, отличающиеся большим разнообразием окислительных и анаэробных продуцентов, аэробных и анаэробных деструкторов, активно участвующих в процессах образования минералов [1,2]. Для этих сообществ характерно продуцирование органического вещества в процессах окислительного и анаэробного фотосинтеза, доминирование на терминальных этапах деструкции сульфатредукторов или метаногенов в зависимости от условий, участие в формировании травертинов и гейзеритов и трансформация вулканогенных и биогенных углекислоты, метана и сероводорода. Во всех типах микробных матов биогеохимические процессы тесно сопряжены с интенсивными циклами углерода и серы.

В сухих матах и травертинах термальных источников Прибайкалья обнаружены микрофоссилии [1]. В травертинах гидротерм Прибайкалья выявлены остатки палеобактерий и диатомовых водорослей, замещенных рудным веществом [3]. Эти результаты показывают участие микроорганизмов в процессах формирования минералов в донных отложениях и термальных полях источников Прибайкалья, которые по своим экстремальным физико-химическим условиям (температура в гидротермах до 45-84°С, pH до 8-10.5, высокие концентрации CH₄ и H₂S) аналогичны системам древних биосфер. Современные гидротермальные системы рассматриваются как реликты древнейшей биосферы Земли. На примере травертинов Гаргинского источника современных азотных гидротерм Байкальской рифтовой зоны показано, что их образование в значительной степени связано с процессами продукции и деструкции органического вещества, литификации циано-бактериальных матов [1]. Микробные маты являются также и основными концентраторами рудных компонентов в ходе разгрузки гидротерм.

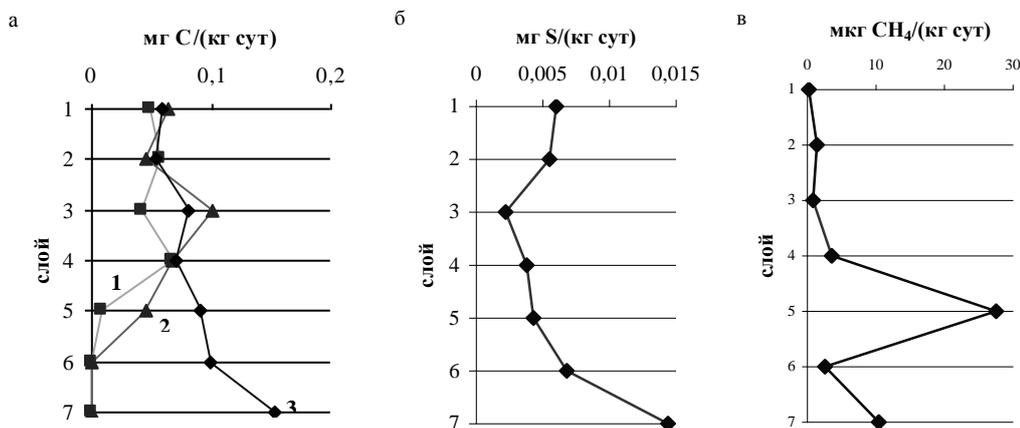


Рис. 1. Интенсивность продукционных и деструкционных процессов в многослойном микробном мате (данные 2000 г.): а – продукция (1 – окислительный фотосинтез, 2 – анаэробный фотосинтез, 3 – темновая фиксация); б – сульфатредукция; в – метаногенез

Термальный щелочной Сеюйский источник (49°С, pH 9,85) относится к азотным кремнистым термам Байкальской области минеральных вод. На излияе воды на поверхность образуется озеро, в котором развиваются циано-бактериальные маты с преобладанием цианобактерий родов *Phormidium*, *Oscillatoria*, *Synechococcus*. Присутствуют также анаэробные фототрофные бактерии *Chloroflexus aurantiacus*. Термальная вода, вытекающая из озера, образует русло горячего ручья с естественным и постоянным градиентом таких экологических параметров по течению, как температура, pH, окислительно-восстановительный потенциал, содержание кислорода и сероводорода. По течению термальной воды визуально прослеживается смена микробных сообществ. В высокотемпературной зоне развивается двухслойный оранжево-зеленый мат, основными продуцентами органического вещества являются одноклеточные цианобактерии рода *Synechococcus*. Далее по течению наблюдается многослойный мат ярко-зеленого цвета, толщиной 5-7 мм. Основные доминирующие виды – представители рода *Phormidium*. При понижении температуры развивается толстый (75-100 мм) мат, в котором в разные годы выделялись 5-7 слоев. Первые четыре слоя представляли зону развития фототрофов (0-57 мм) с доминированием цианобактерий родов *Phormidium* и *Gloeocapsa*. Ниже залегает плотная серая масса, по нижней поверхности покрыта слоем серы. Под ним располагается анаэробная зона развития бактерий-деструкторов. При дальнейшем понижении температуры в ручье и в низкотемпературной зоне болота развиваются многослойные темно-зеленые маты толщиной до 1,5 см. по поверхности мата обнаружены белесые нити серобактерий *Thiothrix* sp. В верхнем слое доминируют цианобактерии *Ph. Woronichinii* и диатомовые, присутствуют виды родов *Gloeocapsa* и *Calothrix*, а также *Lynghya aestuarii*.

Проведено исследование химического состава микробных матов гидротермы, определено содержание органического углерода (Сорг), углеводов, белков и липидов (табл.). Содержание Сорг матов составляет 15,37 – 25,15 %. Наивысшее количество органического углерода отмечено в поверхностном мате. Основная часть ОВ матов представлена углеводами. На долю последних приходится более половины ОВ микробных сообществ. Количество углеводов в исследованных матах составляет 12,42 – 24,73 %. Высокое количество углеводов микробных матов

исследованных водоемов может быть обусловлено их важной ролью в функционировании и развитии микробных сообществ. Углеводы входят в состав чехла, клеточной стенки цианобактерий. Общее количество белков в матах составляет 5,92 – 15,79 %. Микробные маты гидротермы характеризуются низким содержанием липидов. Их количество не превышает 2 % от сухой массы мата.

Таблица

Химический состав микробных матов термального источника Сея (в % от сухой массы мата)

Станция	Сорг	Карбонаты	Зола	Углеводы	Белок	Липиды
1 (придонный мат)	23,63	9,03	64,31	23,51	9,58	н.о.
1 (поверхн. мат)	25,15	7,82	51,02	24,73	15,79	2,02
2	15,37	7,05	57,40	12,42	9,00	н.о.
3	22,81	7,80	55,29	18,34	5,92	2,12
4	15,85	8,12	59,91	13,49	9,10	н.о.

Исследовано послойное содержание органического вещества микробных матов. Общее количество углеводов и белков более велико в верхних слоях сообщества, т.к. развитие основных продуцентов органического вещества – цианобактерий наблюдается в верхних зонах мата. Слои микроорганизмов в мате чередуются с минеральными слоями. В связи с этим, маты экстремальных водных экосистем отличаются высоким содержанием золы (51,02 – 64,31%) при зольности цианобактерий менее 15 – 20%.

Содержание карбонатов в исследованных микробных матах достигает 9,03%. В составе микробных матов были выявлены простые сахара: глюкоза, манноза, галактоза, рамноза, ксилоза, рибоза, фруктоза и арабиноза.

Определены скорости микробных процессов продукции и деструкции органического вещества в матах гидротермы Сея. В придонных и плавающих матах термального озера скорость аноксигенного фотосинтеза (5,9-4,9 мг С/(м²·сут)) существенно превышает скорость оксигенного фотосинтеза (0,3-0,8 мг С/(м²·сут). В циано-бактериальных матах, развивающихся в горячем ручье при температурах 47-30°C, скорость оксигенного фотосинтеза (5,8-4,5 мг С/(м²·сут)) превышает скорость аноксигенного фотосинтеза (3,4-0,2 мг С/(м²·сут)).

В донных отложениях термального озера (49,7°C) темновая фиксация углекислоты составляет 0,19 мг С/(кг·сут), в плавающем микробном мате скорость темновой фиксации достигает 0,22 мг С/(кг·сут). При 45°C скорость темновой фиксации составляет 0,099 мг С/(кг·сут). С дальнейшим понижением температуры скорость темновой фиксации возрастает, достигая максимального значения 0,703 мг С/(кг·сут) при температуре 30°C.

Из терминальных процессов наибольшая скорость сульфатредукции (0,43 мг S/(кг·сут)) была зафиксирована в иловых отложениях термального озера. В микробных матах сульфатредукторы восстанавливают до 0,31 мг S/(кг·сут). Высокие скорости метаногенеза зафиксированы при 47 °С. Большая часть метана синтезировалась из углекислоты и водорода, достигая значений 0,84-27,56 мкл СН₄/(кг·сут). Из ацетата образуется 0,01-0,75 мкл СН₄/(кг·сут).

В многослойном микробном мате, развивающемся при температуре 45°C, была послойно измерена интенсивность микробных процессов. В верхних слоях мата толщиной до 57 мм с доминированием цианобактерий в процессах фотосинтеза образуется до 0,133 мг С/(кг·сут), в нижних слоях процессы фотосинтеза не выявлены. Темновая фиксация увеличивается в нижних слоях мата, достигая значений 0,15 мг С/кг·сут. Скорость сульфатредукции составляет 4,3-14,4 мкг S/(кг·сут), интенсивность метаногенеза – 2,5-27,6 мкл СН₄/(кг·сут). Интегральная скорость процессов под 1 м² этого мата в сутки составляла: общий фотосинтез – 3,52 мг С, темновая фиксация – 3,85 мг С, сульфатредукция – 5,64 мг S, метаногенез – 517 мкл СН₄.

Таким образом, выяснилось, что наиболее активно продукционные процессы идут при температурах 30-43°C, достигая значений 4,55-9,27 мг С/(м²·сут), причем при высоких температурах преобладает аноксигенный фотосинтез. В илах большая часть органического вещества используется для восстановления сульфатов, тогда как в термофильном мате (толщина 7 см) – для синтеза метана.

Работа поддержана грантами Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы», интеграционными грантами СО РАН №24, УрО и СО РАН, Министерства образования и науки РФ № РНП.2.1.1.4566.

Литература

1. Намсараев Б.Б., Бархутова Д.Д., Козырева Л.П., Татаринов А.В., Намсараев З.Б., Горленко В.М. Эволюционные аспекты геохимической деятельности микробных матов содовых озер и гидротерм Забайкалья и Монголии // Тезисы докладов Международного рабочего совещания «Происхождение и эволюция биосферы». Новосибирск (Россия), 26-29 июня 2005 г. – Новосибирск: Институт катализа, 2005. – С. 99.
2. Намсараев З.Б., Горленко В.М., Намсараев Б.Б., Бурюхаев С.П., Юрков В.В. Структура и биогеохимическая активность фототрофных сообществ щелочного Большереченского термального источника // Микробиология. 2003. – Т.72. – №2. – С. 228 – 238.
3. Татаринов А.В., Яловик Л.И., Намсараев З.Б., Плюсин А.М., Константинова К.К., Жмодик С.М. Роль бактериальных матов в петрогенезисе и образовании рудных минералов травертинов азотных гидротерм Байкальской рифтовой зоны // ДАН. – 2005. – Т. 403. – № 5. – С. 678 – 681.

КОМПЛЕКСЫ СРЕДНЕДЕВОНСКИХ РУГОЗ САЛАИРА

Е.А. Ивасенко

Научный руководитель доцент Н.В. Гумерова

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

В ходе исследований 2005-06 гг. были изучены комплексы ругоз сафоновского [2] и мамонтовского горизонтов. Коллекция собрана Н.В. Гумеровой на Салаире в ходе полевых исследований 2003-04 гг. В пределах Алтае-Саянской складчатой области отложения раннего живета найдены только на территории Салаира, что, по-видимому, объясняется региональной регрессией. Ископаемая фауна отложений, выделенных в качестве сафоновского и мамонтовского горизонтов, представлена брахиоподами, остракодами, трилобитами, мшанками и кораллами ругозами.

В прошлом она изучалась и описывалась М.А. Ржонницкой [6], Э.З. Бульванкер [1], В.А. Иваницей [4, 5], Е.А. Ёлкиным [3], Ю.В. Удодовым, О.П. Мезенцевой и Н.В. Гумеровой [8].

В данной статье мы приводим стратотипический разрез мамонтовского горизонта на Гурьевском холме (вблизи города Гурьевска). Горизонт расчленен предшествующими исследователями [3,6] на три пачки: красноцветную конгломератово-песчаниковую, известняковую и алевро-пелитологовую, суммарной мощностью от 180 до 300 м. Нами были изучены отложения известняковой и алевро-пелитовой пачек (рис. 1).

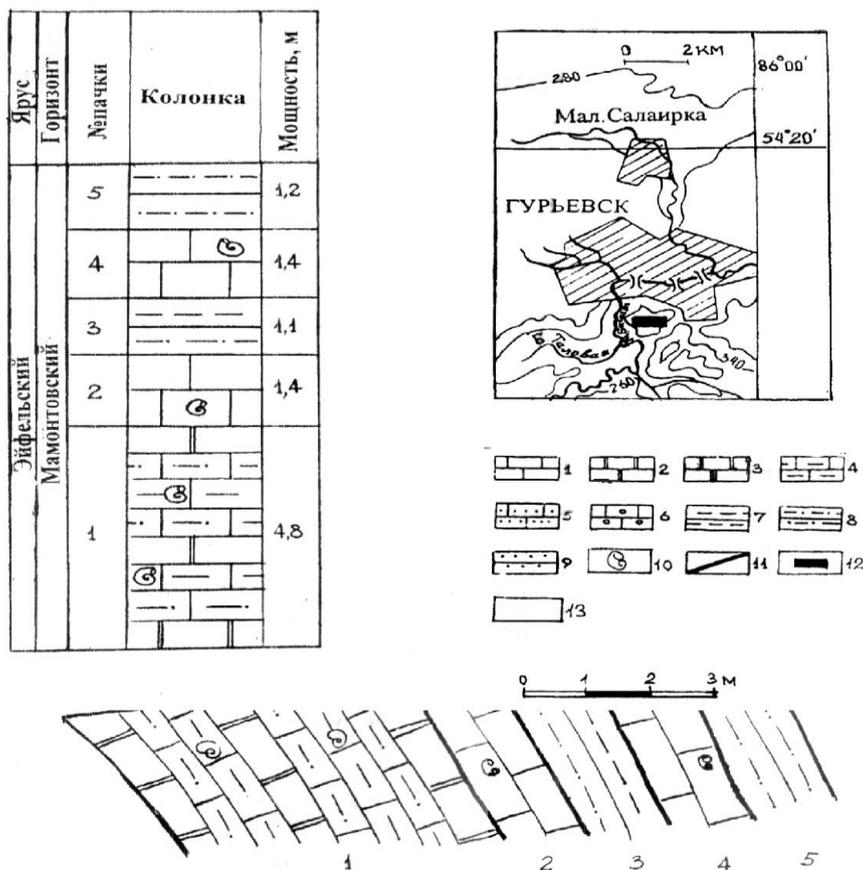


Рис. Фрагмент стратотипического разреза мамонтовского горизонта.
Условные обозначения: 1-9 – типы отложений: 1-6 – известняки: 1 – тонкоплитчатые, 2 – толстоплитчатые, 3 – массивные, 4 – глинистые, 5 – песчанистые, 6 – обломочные; 7 – пелитолиты; 8 – алевролиты; 10 – окаменелости; 11 – границы пачек; 12 – участок исследования; 13 – задернованный интервал

Описание разреза:

1. Плитчатые коралловые известняки с тонкими прослоями алевролитов. В известняках изредка встречаются ветвистые колонии мшанок.

2. Тонкоплитчатые коралловые известняки с прослоями алевролитов. Органические остатки представлены кораллами, строматопоратами, гастроподами, трилобитами, брахиоподами и двустворками.

3. Сильно рассланцованные алевролиты (немые).

4. Чередование темно-серых тонкоплитчатых немых известняков со светло-серыми коралловыми.

5. Сильно рассланцованные алевролиты.

Общая мощность вскрытых разрезом отложений 9,9 метров.

Среди ругоз мамонтовского горизонта описаны следующие формы: *Neostriophyllum mamontovensis* Zhelt., *Neospongophyllum variabile* Wdkd., *Grypophyllum gracile* Wdkd., *G. gurjevskiensis* Zhelt., *Dendrostella rhenana* (Frech). Весь комплекс ругоз указывает на принадлежность вмещающих его отложений к эйфельскому ярусу среднего девона.

Описание вида *Neostriophyllum mamontovensis* Zhelt. дается впервые. Он был выделен Желтоноговой В.А. в 1984 году, но нигде не описан и не опубликован.

Neostriophyllum mamontovensis Zhelt:

Голотип: №2303. Хранится в геологическом музее территориальных фондов по Кемеровской области (г. Новокузнецк). Салаир, д. Верхний Чумыш, сафоновский горизонт. Средний девон нижнеживетский подъярус.

Диагноз: Коралл одиночный с диаметром 13-15 мм. Чашка, бокаловидной формы. На периферии наблюдается широкий ободок (до половины радиуса). Общее количество септ 48-52. Расположение септ радиальное. Септы тонкие у оси, утолщаются к периферии. Иногда на них наблюдаются пряди и пузыри отщепления. Большие септы длинные, достигают оси и там закручиваются. Осевые концы больших септ булавовидно утолщены. В средней части септы первого порядка коленообразно изогнуты. Малые септы по длине достигают половины длины больших. Часто они упираются в коленообразный изгиб септ первого порядка. Днища неполные, сильно расщепленные, пузыреобразные. Диссепименты удлинённые, вытянутые, наклонные к оси, часто закрыты стереоплазмой. Составляют 3-5 рядов.

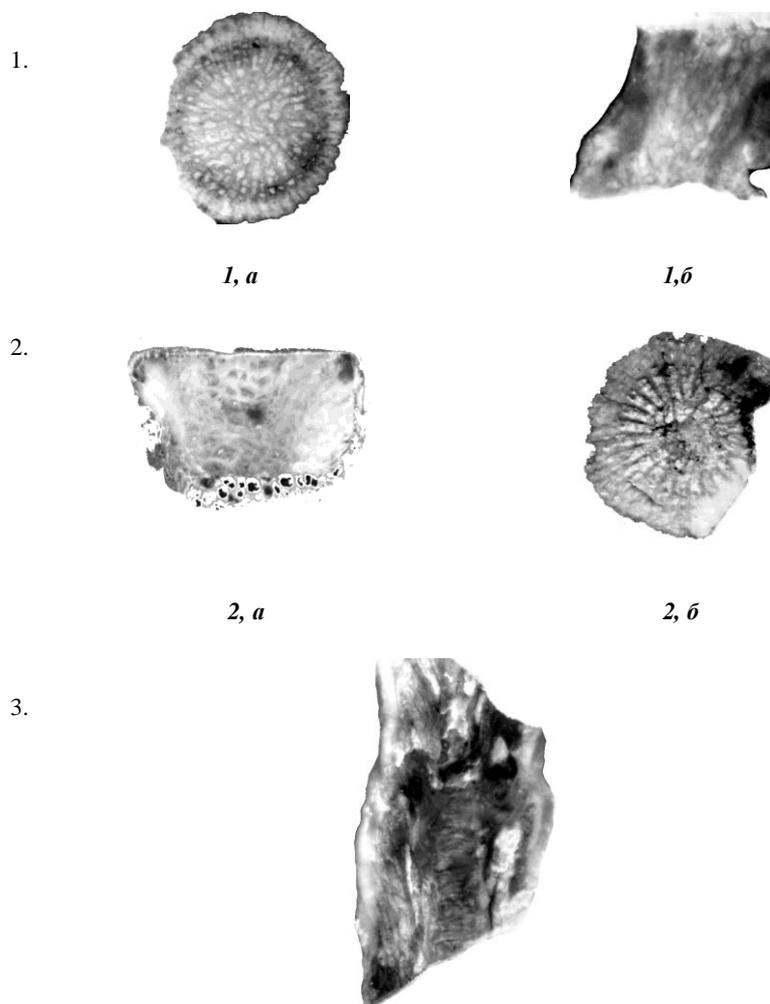
Материал: Изучено 11 экземпляров в поперечных и продольных шлифах.

Онтогенез: На ранних стадиях расположение септ отчетливо гребневидное, а главная септа намного превосходит остальные по длине и ширине. **Сравнение:** От всех видов рода этот вид отличается булавовидными утолщениями осевых концов больших септ и удлиненными, вытянутыми диссепиментами, частично закрытыми стереоплазмой.

Распространение: Салаир, мамонтовский и сафоновский горизонты раннеживетского подъяруса среднего девона.

Местонахождение: Р. Кара-Чумыш, д. Верхний Чумыш, пос. Изора, р. Ур д. Верхний Тереш.

Таблица 1



Описание таблицы

Фиг. 1. *Neostiringophyllum mamontovensis* Zhelt. Экз 2862: а - поперечное сечение коралла, X 4; б - продольное сечение коралла X 4.

Фиг.2. *Neostiringophyllum mamontovensis* Zhelt. Экз. 2303: а - поперечное сечение коралла, X 5; б - продольное сечение коралла, X 5.

Фиг. 3. *Neostiringophyllum mamontovensis* Zhelt. Экз.2252. Продольное сечение коралла, X 4.

Литература

1. Бульванкер Э.З. Девонские четырехлучевые кораллы окраин Кузнецкого бассейна. – Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1958. – 212 с.
2. Галочкина Е.А., Ивасенко Е.А. Ругозы среднедевонских (раннеживетских) отложений Восточного склона Салаира // Проблемы геологии и освоения недр. Труды IX Международного научного симпозиума имени академика М.А. Усова. – Томск: Изд-во ТПУ, 2005. – С. 34 – 37.
3. Ёлкин Е.А. Трилобиты и стратиграфия нижнего и среднего девона юга Западной Сибири. – М.: Наука, 1968. – 156 с.
4. Ивания В.А. Девонские кораллы *Rugosa* Саяно-Алтайской горной области. – Томск: Изд-во ТГУ, 1965. – 398 с.
5. Ивания В.А., Черепнина С.К. О зональном расчленении девона Западной Сибири по ругозам. - Томск: Изд-во ТГУ, 1979. – С. 28 – 40.
6. Ржонсницкая М.А. Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. – Т. 1. – Стратиграфия. – Л.: Наука, 1968. – 287 с.
7. Спасский Н.Я. Девонские ругозы СССР. - Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1977. – 344с.
8. Удодов Ю.В., Мезенцева О.П., Гумерова Н.В., Толоконникова З.А. Трепостомиды эйфельско-нижнеживетских отложений восточного макросклона Салаира. // Природа и экономика Кузбасса. Региональный сборник научных статей. – Новокузнецк: Изд-во КузГПА, 2004. – Т. 1. – С. 35 – 49.

СТРУКТУРА АССОЦИАЦИЙ КОНОДОНТОФОРИД АЗИИ В РАННЕТРИАСОВОЕ ВРЕМЯ

А.В. Копылова

Научные руководители профессор Б.Н. Шурыгин, доцент Т.В. Клец
Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Данные палеобиогеографических исследований по макрофауне: аммоноидеям, брахиоподам, наутилоидеям, двусторчаткам моллюскам показывают, что биота Тетиса отличается большим таксономическим разнообразием, чем биота северных акваторий Панталасса. На основании различий биот, населявших северные и южные акватории, исследователи выделяют Бореальную и Тетическую палеогеографические области. В последние годы появляется все больше публикаций, посвященных закономерностям палеогеографического распространения триасовых конодонтофорид [3, 4].

Для установления закономерностей географической дифференциации ранне- и среднетриасовых конодонтофорид использовался фаунистический принцип районирования. Изучалось пространственное размещение таксонов, оконтуривались площади распространения и эндемизма фауны и определялся зоогеографический ранг этих районов. В качестве дополнения к полученным результатам применялся также статистический принцип.

Статистический принцип применяется в зоогеографии уже давно. Методика его состоит в использовании эмпирических формул, таблиц и диаграмм для выявления сходства фауны зоохорий одного ранга. В нашем случае подсчитывался коэффициент общности Ч. Лонга [5] между двумя районами в пределах одной биохории и между биохориями по следующей формуле:

$$R=C*(N_1+N_2)/2*N_1N_2,$$

где R – коэффициент;

N_1 – число таксонов в меньшей ассоциации;

N_2 – число таксонов в большей ассоциации;

C – число общих таксонов для двух районов.

Также подсчитывались меры сходства ассоциаций раннеоленинских и позднеоленинских конодонтофорид по формуле Чекановского-Серенсена:

$$C(R_j; R_k)=2m(R_j; R_k)/m(R_j)+m(R_k),$$

где C – коэффициент сходства (мера сходства);

R_j, R_k – сравниваемые районы;

$m(R_j; R_k)$ – мера пересечений (число общих таксонов для двух районов);

$m(R_j), m(R_k)$ – число таксонов в каждом районе.

Затем строились графы сходства ассоциаций конодонтофорид для раннего и позднего оленка при различных мерах сходства.

В *индском веке* акватории Азии населяли конодонтофориды, переходные из перми *Hindeodus, Isarcicella, Clarkina*, во второй половине инда – *Platyvillosus, Neospathodus*. Северную область в то время населяли только космополитные рода *Neospathodus* и *Clarkina* [1].

В *оленинском веке* происходит значительное обновление конодонтовых ассоциаций, как в южных, так и в северных акваториях. Становятся более резкими различия таксономического состава. Раннеоленинское время характеризуется максимальным видовым и родовым разнообразием в триасовом периоде. Ассоциация конодонтофорид включает 38 видов из 8 родов *Neospathodus, Neogondolella, Scythogondolella, Pseudogondolella, Clarkina, Parachirognathus, Furnishius, Platyvillosus*. Их представители известны в разрезах Индии, Китая, Западного Пакистана, Японии, Ю-З США, Британской Колумбии, России: Приморья, Среднего Сихотэ-Алиня, севера Сибири. В пределах северных акваторий в это время обитали космополитные рода *Neospathodus, Neogondolella, Scythogondolella*. Эндемизм отмечается только на видовом уровне – *Neogondolella buurensis* Dagys, *N.composita* Dagys, *N. jakutensis* Dagys. Южные акватории характеризуются большим количеством родов и видов, эндемизм отмечается на родовом уровне *Furnishius, Platyvillosus, Parachirognathus* (рис. 1) [3, 4].

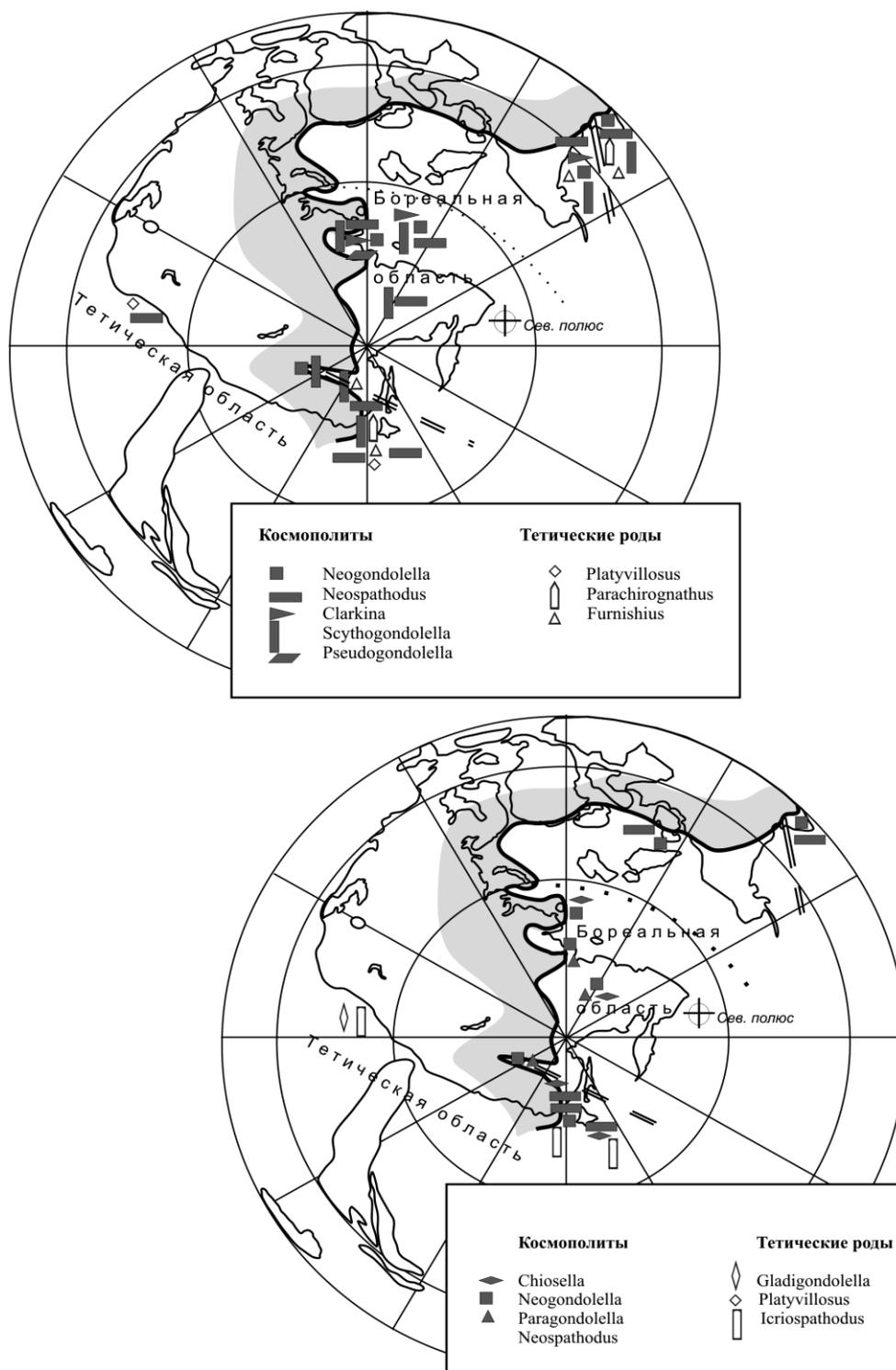


Рис. 1. Распространение конодонтофорид на Северо-Востоке Азии в бореальном бассейне раннего и позднего оленека. Картографическая основа приведена по В.А. Захарову и др. [2]

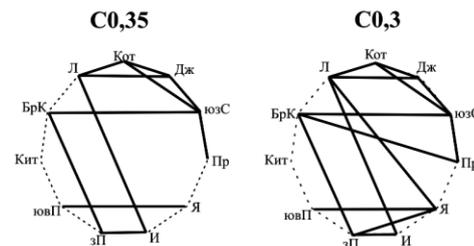
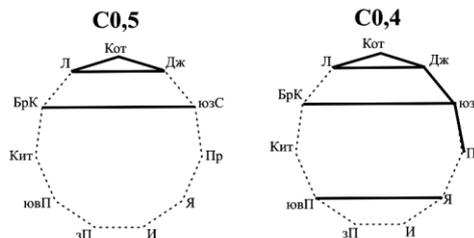
По конодонтам были рассчитаны коэффициенты палеозоогеографической общности Ч. Лонга для регионов внутри северных территорий и для регионов между северной и южной территориями. Наибольшие коэффициенты сходства $R=0,58$ и $R=0,62$ имеют ассоциации конодонтофорид, принадлежащие одной территории. Например, ассоциации, установленные в бассейне р. Лены и на о-ве Котельном, в бассейне р. Лены и в бассейне р. Джугаджак. Минимальные ($R=0,16$) и нулевые коэффициенты имеют ассоциации из северных и южных широт. Например, в бассейне р. Лены и в Китае, в бассейне р. Лены и Британской Колумбии и т. д. (табл. 1). Эти данные показывают, что сходные ассоциации конодонтов были приурочены к одной общей области, а отличные к разным, что, вероятно, контролировалось палеоклиматическими условиями.

Таблица 1
Коэффициент общности Ч. Лонга районов Бореального и Тетического бассейнов в раннеоленинское время

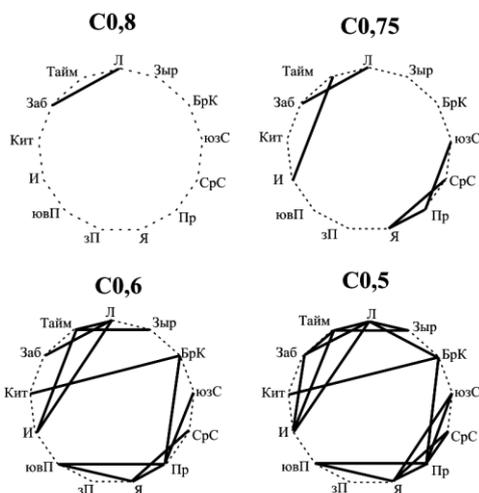
районы	1 и 2	1 и 3	1 и 4	1 и 5	1 и 6	1 и 7	1 и 8	1 и 9	1 и 10	1 и 11	1 и 12	1 и 13	1 и 14
R	0,58	0,62	0,16	0,29	0,57	0,28	0,56	0,24	0,6	0,4	0,2	0,38	0

Примечание: 1 – нижнее течение р. Лена; 2 – о. Котельный; 3 – бассейн р. Джугаджак, 4 – Британская Колумбия; 5 – Ю-З США; 6 – бассейн р. Шевли; 7 – хр. Чурки; 8 – Средний Сихотэ-Алинь; 9 – Приморье; 10 – Япония; 11 – Западный Пакистан; 12 – Ю-В Памир; 13 – Индия; 14 – Китай.

	Л	Кот	Дж	БрК	юзС	Пр	Я	зП	ювП	И	Кит
Л	15	0,52	0,54	0,26	0,26	0,23	0,33	0,22	0,18	0,35	0
Кот	6	8	0,8	0,25	0,25	0,21	0,18	0	0	0,25	0
Дж	6	6	7	0,26	0,4	0,22	0,2	0	0	0,26	0
БрК	3	2	2	8	0,62	0,31	0,18	0,36	0,13	0,25	0,2
юзС	3	2	3	5	8	0,42	0,18	0,18	0	0,12	0,2
Пр	3	2	2	3	4	11	0,28	0	0,22	0,1	0
Я	3	1	1	1	1	2	3	0,33	0,4	0,18	0
зП	2	0	0	2	1	0	1	3	0,2	0,36	0
ювП	2	0	0	0	0	2	2	1	7	0,26	0
И	4	2	2	2	1	1	1	2	2	8	0
Кит	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	2



А



	Тайм	Л	Зыр	Заб	БрК	юзС	СрС	Пр	Я	зП	ювП	И	Кит
Тайм	4	0,66	0,6	0,57	0,33	0,25	0,25	0,25	0,25	0,31	0	0,75	0
Л	2	2	0,5	0,8	0,5	0,33	0	0,33	0	0,18	0	0,66	0
Зыр	3	2	6	0,44	0,25	0,2	0	0,2	0	0,13	0	0,4	0
Заб	2	2	2	3	0,4	0,28	0	0,28	0	0,16	0	0,57	0
БрК	1	1	1	1	2	0,33	0,33	0,66	0,33	0,36	0,25	0,33	0,66
юзС	1	1	1	1	1	4	0,25	0,75	0,5	0,31	0,4	0,25	0
СрС	1	0	0	0	1	1	4	0,5	0,75	0,46	0,4	0,25	0,4
Пр	1	1	1	1	2	3	2	4	0,75	0,46	0,6	0,25	0,4
Я	1	0	0	0	1	2	3	3	4	0,46	0,6	0,25	0,4
зП	2	1	1	1	2	2	3	3	3	9	0,26	0,46	0,2
ювП	0	0	0	0	1	2	2	3	3	2	6	0	0,28
И	3	2	2	2	1	1	1	1	1	3	0	4	0
Кит	0	0	0	0	1	0	1	1	1	1	1	0	1

Б

Рис. 2. Графы сходства ассоциаций раннеоленинских (А), позднеоленинских (Б) конодонтофорид (матрицы: нижние треугольники – меры пересечений, верхние треугольники – меры сходства “С”).

Районы: Л – бассейн р. Лена, Кот – о-в Котельный, Дж – бассейн р. Джугаджак, Зыр – р. Зырянка, Заб – Забайкалье, Кор – Корякия, БрК – Британская Колумбия, юзС – юго-запад США, СрС – Средний Сихотэ-Алинь, Пр – Приморье, Я – Япония, ювП – Юго-Восточный Памир, зП – Западный Пакистан, И – Индия, Кит – Китай

Эти выводы дополняются данными, полученными при анализе графов сходства, которые показывают, что уже при мерах сходства С 0,5-С0,4 обособляется Бореальная область, включающая бассейн р. Лена, о. Котельный, бассейн р. Джугаджак (рис 2). Объединяются некоторые районы Тетичекой области: Япония, юго-восточный Памир. Соединяются Британская Колумбия и юго-запад США. При понижении меры сходства (С 0,35-С 0,3) появляется все больше связей, и объединяются районы Бореальной и Тетичекой областей (например, бассейн Лены - Индия, Британская Колумбия – западный Пакистан).

Таким образом, проведенное нами ранее выделение Бореальной и Тетичекой областей в раннеоленинское время по конодонтам подтверждается статистическими данными (рис 1,2).

В позднеоленинское время заметно сокращается видовое разнообразие конодонтофорид. Ассоциация конодонтофорид включает 21 вид, относящихся к 7 родам *Neogondolella*, *Paragondolella*, *Chiosella*, *Gladigondolella*, *Neospathodus*, *Icriospathodus*, *Platyuvillosus*. Доминируют космополитные рода *Neogondolella*, *Neospathodus* и *Chiosella*. Позднеоленинские конодонтофориды известны в разрезах Индии, Китая, Западного Пакистана, Японии, США, Таджикистана: Памира, России: Сихотэ-Алинь, севера Сибири. Северные акватории населяли только космополитные *Neogondolella* и *Neospathodus*, проходящие из раннеоленинского времени и появившиеся *Paragondolella* и *Chiosella*, но исчезают *Clarkina* и *Pseudogondolella*. В южных акваториях сохраняется большое родовое и видовое разнообразие. Кроме космополитных родов здесь в это время обитали также специфические *Gladigondolella* и *Icriospathodus*. Исчезают раннеоленинские *Furnishius* и *Parachirognathus* (рис 1)[3,4].

Установленные закономерности географической дифференциации конодонтофорид в раннеоленинское время прослеживаются и в позднем оленеке.

Максимальным коэффициентом сходства обладают комплексы конодонтов в пределах одного региона. Например, комплекс в бассейне р. Лены и на Восточном Таймыре имеет R= 0,75. Минимально или вообще не сходны

(R= 0,25 и R= 0) ассоциации северной и южной территорий. Например, ассоциации в нижнем течении р. Лены и на Сихотэ-Алине, в нижнем течении р. Лены и на Ю-В Памире, в нижнем течении р. Лены и Китае (табл. 2).

Таблица 2

Коэффициент общности Ч. Лонга районов Бореального и Тетического бассейнов в позднеоленинское время

районы	1 и 2	1 и 3	1 и 4	1 и 5	1 и 6	1 и 7	1 и 8	1 и 9	1 и 10	1 и 11	1 и 12	1 и 13
R	0,75	0,63	0,58	0,38	0,25	0,25	0,25	0,25	0,36	0	0,75	0

Примечание: 1 – Таймыр; 2 – Лена; 3 – Зырянка; 4 – Забайкалье; 5 – Британская Колумбия; 6 – Ю-З США; 7 – Сихотэ-Алинь; 8 – Приморье; 9 – Япония; 10 – Западный Пакистан; 11 – Ю-В Памир; 12 – Индия; 13 – Китай.

Анализ графов сходства показывает, что при максимальных мерах сходства (С 0,8-С 0,75) объединяется часть районов Тетической области: Япония, Приморье, Средний Сихотэ-Алинь, юго-запад США. Однако также обнаруживается связь между некоторыми районами Бореальной и Тетической областей: Восточный Таймыр – Индия, что, вероятно, может объясняться преобладанием космополитных видов в ассоциациях (рис 2). При понижении меры сходства (С 0,6 – С 0,5) обособляется Бореальная область, объединяются районы: бассейн р. Лена, Восточный Таймыр, бассейн р. Зырянка и появляются связи между районами Тетической и Бореальной областями. В целом граф (при мере сходства С 0,5) распадается на две области: первая объединяет районы Бореальной области (Восточный Таймыр, бассейн р. Лена, бассейн р. Зырянка), некоторые районы Тетической области (Индия, Китай), во вторую входят районы Тетической области (юго-восточный Памир, Западный Пакистан, Япония, Приморье, Средний Сихотэ-Алинь, Британская Колумбия, юго-запад США)

В результате анализа географического распространения раннетриасовых конодонтофорид было выделено две биохории. *Бореальная область* характеризуется только космополитными родами и прослеживается от Восточного Таймыра до бассейна р. Джугаджак, включая остров Котельный и бассейн р. Зырянки. *Тетическая область* характеризуется большим таксономическим разнообразием, присутствием специфических обитавших только в южных широтах родов и видов и прослеживается от Западного Пакистана до Японии, включая Индию, Китай, Ю-В Памир и Сихотэ-Алинь (рис 1). Эти данные подтверждаются результатами статистических расчетов для различных ассоциаций конодонтофорид.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 06-05-64712.

Литература

1. Дагис А.С., Дагис А.А. Основные биособытия и географическая дифференциация раннетриасовых конодонтов // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени. Стратиграфия и палеонтология. – М.: Наука, 1989. – С. 69 – 77.
3. Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И. и др. Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика. – Новосибирск, 2002. – Т. 43 – № 2 – С.155 – 181.
4. Клец Т.В., Копылова А.В. Палеобиогеографическая дифференциация конодонтофорид Северо-Востока Азии в триасовом периоде // Палеонтология и природопользование. Тез. докл. XLIX сессии ВПО, РАН. – Санкт-Петербург, 2003. – С. 109 – 110.
5. Копылова А.В. Палеобиогеографическая дифференциация конодонтофорид в раннем и среднем триасе // Матер. XLI Междун. научн. студ. конф. – Новосибирск: НГУ, 2003. – С. 118 - 121.
6. Long C. A mathematical formulas expressing faunal resemblance // Trans. Kansas Acad. Sci. – 1963. – v. 66. – N 1 – P. 38 – 49.

БИОГЕННЫЕ МАГНЕТИКИ В ОСАДКАХ ОЗЕРА ХУБСУГУЛ (МОНГОЛИЯ)

Л.Р. Косарева, В.Е. Косарев

Научный руководитель профессор Д.К. Нурғалиев

Казанский государственный университет, г. Казань, Россия

Развитие методов реконструкции древних обстановок осадконакопления представляет собой актуальную проблему. Реконструкция палеогеографических условий, характера колебаний уровня моря является основой стратиграфических построений и глобальной корреляции отложений. Результаты, полученные ранее по осадкам о. Байкал, позволили восстановить вариации состояния окружающей среды за последние несколько миллионов лет [2] и сравнить их с изотопными записями по океанам. Сравнение выявило принципиальные различия в континентальных и океанических записях вариаций окружающей среды, что обусловлено не только различным поведением климата, но и влиянием других факторов на палеогеофизические записи. Огромное значение на формирование записи параметров, информативных для воссоздания изменений окружающей среды, оказывает скорость накопления осадков, которая зависит не только от климатических условий, но и от тектонических и других факторов. В данной работе на основе исследования магнитных свойств осадков о.Хубсугул показана их информативность для реконструкции изменений окружающей среды.

Керн длиной 53 м, использованный для этих исследований, был получен в рамках совместного Российско-Монгольского проекта из центральной части озера (глубина воды 232 м) с использованием бурового комплекса ПБУ «Иркутскгеология» [3].

Для магнитно-минералогических исследований было отобрано 1026 образцов с шагом 4 см. По образцам были получены кривые нормального намагничивания до полей 0.5 Т. Для измерений использовался коэрцитивный спектрометр, позволяющий раздельно измерять остаточную и индуктивную намагниченности образцов при комнатной температуре. Также были получены термомагнитные кривые по индуктивной намагниченности в поле до 0.2 Т при скорости нагрева до 100 град/мин [1]. По кривым нормального намагничивания были определены следующие параметры: нормальная остаточная намагниченность насыщения (J_{rs}), намагниченность насыщения за вычетом парамагнитной компоненты (J_s), намагниченность парамагнитной компоненты в поле 0.5 Т (J_p), коэрцитивная сила намагниченности насыщения за вычетом влияния парамагнитной компоненты (B_c), коэрцитивная сила остаточной намагниченности насыщения (B_{cr}), положение максимума коэрцитивного спектра (нормальное намагничивание вдоль оси А диаграммы Прейзаха-Нееля) (B_{da}), положение максимума коэрцитивного спектра (нормальное намагничивание вдоль оси В диаграммы Прейзаха-Нееля) (B_{db}), суперпарамагнитная восприимчивость в поле до 8 мТ (K_{sp}), а так же некоторые соотношения указанных параметров (рис. 1). Величины B_{cr}/B_c и J_{rs}/J_s дают информацию о доменной структуре ферромагнетиков, содержащихся в осадках [5].

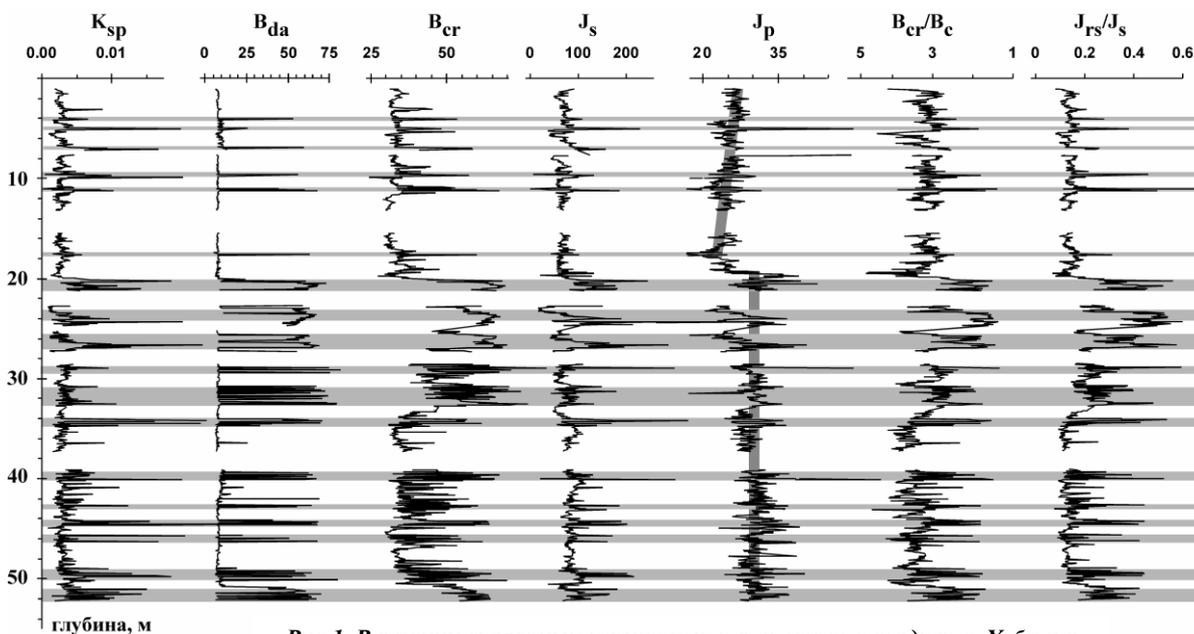


Рис. 1. Вариации скалярных магнитных параметров в осадках о. Хубсугул

Анализируя гистерезисные магнитные параметры (рис. 2), в первом приближении было выявлено два типа образцов. Тип I представлен преимущественно однодоменной (и псевдооднодоменной) фракцией ферромагнетика. К типу II относится преимущественно многодоменная фракция ферромагнетика. Эти выводы следуют как из соотношения величин B_{cr}/B_c и J_{rs}/J_s , так и из соотношения параметров B_{da} и B_{db} . Коэрцитивные спектры образцов этих групп принципиально отличаются по положению максимумов. Образцы типа I обладают большей намагниченностью насыщения и в некоторых случаях для этих же образцов наблюдаются повышенные величины суперпарамагнитной и парамагнитной восприимчивости. Термомагнитное поведение этих образцов также существенно отличается. Образцы первой группы характеризуются более сложными кривыми дифференциального термомагнитного анализа. Например, наблюдаются более резкие пики в области температур 250-270° С и 450-470° С. Первый пик характеризует наличие в образцах магнитных сульфидов железа (грейгит-пирротин), второй пик, вероятно, обусловлен наличием в образцах органики [1].

Следовательно, магнитный сигнал в осадках о. Хубсугул обусловлен наличием двух типов магнитных фракций и их смесей. Полученные данные позволяют выдвинуть некоторые предположения относительно происхождения указанных фракций.

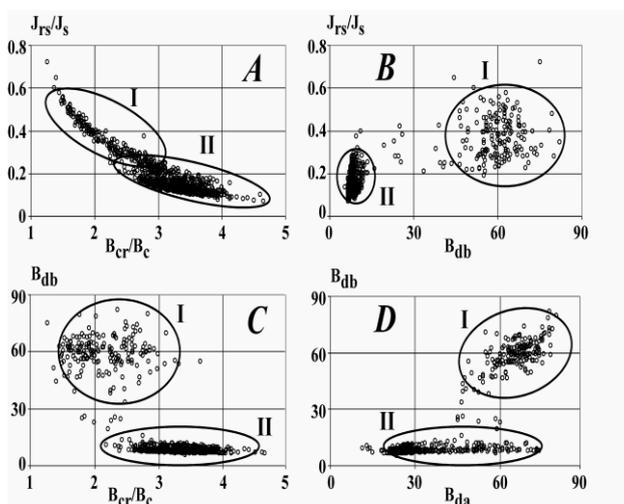


Рис. 2. Соотношения между гистерезисными магнитными параметрами образцов донных отложений о. Хубсугул

Мы полагаем, что магнитная фракция образцов I типа представлена однодоменными зёрнами биогенного происхождения. Во-первых, об этом свидетельствует очень узкий диапазон максимумов коэрцитивных спектров образцов, во-вторых, аллотигенная ферримагнитная фракция не может быть так хорошо «отсортирована» - в ней должны присутствовать и крупные (многодоменные) зёрна, и, в-третьих, присутствие в одних и тех же образцах однодоменных зёрен магнетита и магнитного сульфида железа может быть только в случае их аутигенного происхождения. Известно, что одни и те же магнитотактические бактерии при смене обстановки (парциального давления серы и/или кислорода) могут производить магнетит или грейгит (пирротин) [4]. Магнитная фракция, преобладающая в образцах II типа, вероятно, представляет собой аллотигенные зёрна магнетита и маггемита с небольшой примесью титана, о чем свидетельствуют характерные особенности термомагнитных кривых: спад намагниченности в области температур 350-450° С на кривых первого нагрева, и небольшое уменьшение температуры максимума кривой dI_r/dT на кривых второго нагрева по сравнению с кривыми первого нагрева. Последний эффект вероятнее всего обусловлен гомогенизацией титаномагнетита при нагреве.

Резкие изменения соотношения аллотигенного и аутигенного материала в осадках, наиболее четко отражаются по вариациям параметра V_{db} , который изменяется скачкообразно. Это связано с резким изменением ферримагнитной фракции осадков (соотношение биогенной и терригенной компонент) и свидетельствует о сложном характере седиментации, наличии множества перерывов и резкого изменения скорости осадконакопления.

По характеру изменения магнитных параметров осадков весь разрез можно расчленить на две части. Осадки верхней части разреза до глубины 19.8 м отличаются от нижележащей толщи по целому ряду признаков: суммарной намагниченности, коэрцитивности и изменчивости магнитных параметров. Они отличаются по величинам и поведению парамагнитной намагниченности (J_p). Изменение трендов и средних величин J_p осадков может быть обусловлено изменением относительного содержания глинистых минералов в осадке. Этот факт может быть использован для оценки доли терригенной компоненты в осадке, которая отражает интенсивность сноса материала в бассейн осадконакопления под действием тектонических и климатических факторов. Ниже 19.8 м величина J_p в среднем выше, чем в верхней части разреза. Выше отметки 19.8 м наблюдается стабильный рост J_p . Такой характер изменения содержания парамагнитных компонентов в осадке может быть связан с тектоническими причинами. Вероятно, на этой границе возможно изменение скорости осадконакопления.

Необходимо отметить резкие изменения соотношения аллотигенного и аутигенного материала в осадках о.Хубсугул, что свидетельствует о сложном характере седиментации, наличии множества перерывов и резкого изменения скорости осадконакопления. Наиболее четко это отражается по вариациям параметра V_{da} , который изменяется скачкообразно (рис. 1, рис. 2 D), что связано с резким изменением ферримагнитной фракции осадков (соотношение биогенной и терригенной компонент). Вероятно, это связано в большей мере с климатическими изменениями. Из приведенных данных следует, что эпохи поступления терригенного материала были достаточно короткими и катастрофическими. Во время климатических оптимумов возросла биопродуктивность водоема, что приводило к возникновению восстановительных условий вблизи дна. Это создавало благоприятные условия для жизнедеятельности магнитотактических бактерий. Таким образом, можно полагать, что вариации концентрации однодоменного магнетика в осадках обусловлены изменениями биопродуктивности озера. Эта связь может быть с успехом использована для реконструкции палеоклиматических условий.

Литература

1. Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ. – Казань: Изд-во Казанск. ун-та. 1986. – 167 с.

2. Вильямс Д.Ф., Карабанов Е.В., Прокопенко А.А. и др. Комплексные исследования позднемиоцен-плейстоценовых донных отложений озера Байкал – основа палеоклиматических реконструкций и диатомовой биостратиграфии // Геология и геофизика. – 2001. – Т.42 – №1-2. – С. 35 – 47.
3. Казанский А.Ю., Федотов А.П., Матасова Г.Г., Юлдашев А.А., Зиборова Г.А., Железнякова Т.О., Вологина Е.Г., Оюнчимег Т., Наранцицик Т., Томурху. Д. Результаты палео- и петромагнитных исследований донных осадков озера Хубсугул (Монголия) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. – Казань: Изд-во Казанск. ун-та. – 2004. – С. 301 – 305.
4. Bazylnski, D.A. and B.M. Moskowicz, Microbial biomineralization of magnetic iron minerals: microbiology, magnetism and environmental significance // Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy. – 1997. – № 35. – С. 181 – 223.
5. Day, R., M. Fuller, and V.A. Schmidt, Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 1977. – № 13. – С. 260 – 266.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГАЗОНОСНОСТИ БАЧАТСКОГО УГЛЕНОСНОГО РАЙОНА КУЗБАССА И ОЦЕНКА ОБЪЕМОВ МЕТАНОВЫДЕЛЕНИЙ ПРИ РАЗРАБОТКЕ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Е.В. Кудинов

Научный руководитель профессор В.П. Парначев
Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Бачатский район представляет собой полосу угленосных отложений ($C_{2,3}$ - P_1), расположенную в пределах складчатого предгорья Салаирского кряжа и характеризуется в тектоническом плане очень сложным строением, которое значительно затрудняет отбор представительных углегазовых проб [1].

Данные по газоносности угольных пластов были изучены в результате проведения работ в 1997-1999 [2], 2002-2005 гг. по 32 скважинам (437 проб), отобранным с помощью керногазонаборников; исследования проводились для следующих горизонтов: +140 м (абс.), ±0 м (абс.), - 300 м (абс.).

Основным компонентом природных газов угольных пластов Кузнецкого бассейна, не затронутых процессами газового выветривания (деметанизацией), является метан. Его концентрации в смеси природных газов угольных пластов в пределах зоны метаморфогенных газов составляют 80-99%. В виде примесей (до 10-12%) присутствуют (в разной степени) гомологи метана (ТУВ), в небольших концентрациях (до 1,3-10,0%) и нерегулярно встречается водород.

Метаноносность угольных пластов Бачатского района возрастает по данным опробования в зоне метановых газов с увеличением глубины залегания угольных пластов по криволинейному (гиперболическому) закону.

Нижняя граница зоны газового выветривания угленосной толщи Бачатского угленосного района устанавливается на уровне содержания метана в составе газов пласта до 70-80% , по их метаноносности до 2-5 м³/т, а также по метанообильности выработок менее 2-4 м³/т с.д. В этой зоне борьба с метаном осуществляется только вентиляцией, и нет необходимости в применении промышленной дегазации. Мощность зоны газового выветривания угольных пластов служит так называемым показателем степени геологической дегазации угольных месторождений и шахтных полей, а гипсометрическое положение ее поверхности – координатой начала закономерного возрастания метаноносности угольных пластов.

Положение границы метановой зоны по району изменяется в направлении с юго-запада на северо-восток. Мощность зоны газового выветривания угольных пластов изменяется в пределах от 60 –70 до 140-160 м. Граница метановой зоны находится чаще всего вблизи отметок +100,+180 м.

Основную опасность при разработке угольных месторождений, как известно, представляют выделения метана в горные выработки. В шахтах объемы генерации метана достигают 100 и более м³ на тонну добытого угля. При этом борьба с метановыделением на шахтах ведется средствами вентиляции из расчета до 5-8 м³ воздуха на тонну добываемого угля. При открытой разработке угольных пластов значительная часть метана попадает в атмосферу, а в пластах присутствует только остаточное содержание метана, содержание которого изменяется от 3 до 5 м³/т (в зависимости от степени метаморфизма угля).

В ряду углеводородных газов метан имеет более высокий порог взрываемости и более высокую температуру воспламенения, меньшую скорость детонации в отличие от своих гомологов (ТУВ), а значит и относительно меньшей взрывоопасностью. Нижняя температура воспламенения метана 645 °С, она может повышаться до 750 °С, в зависимости от способа воспламенения, содержания CH_4 в воздухе, от примесей других газов, особенно водорода и ТУ.

Согласно обобщению результатов геологической разведки углегазоносности, проведенной в угольных бассейнах России и СНГ, тяжелые углеводороды (гомологи метана) наиболее распространены в пластах углей средних стадий метаморфизма, их содержание достигает 1-3 м³/т угля, а концентрации в составе газов до 10-20%. Их распространение по площади района не является непрерывным, а имеет пятнистый характер. Водород (без четко выраженной тенденции) фиксируется и в каменных углях и в антрацитах. И только в суперантрацитах (высокометаморфизованных с низкой метаноносностью) водород присутствует в паритетных концентрациях при низких удельных содержаниях (менее 1-2 м³/т).

Чем тяжелее углеводородные газы, тем более они взрывоопасны: у них понижается температура вспышки газовоздушной смеси, уменьшается нижний предел взрывоопасной концентрации газа в смеси с воздухом. Наличие 5-6% ТУ в составе выделений метана и его гомологов в шахтах и рудниках может понизить нижний предел взрываемости метановоздушной смеси на 0,5%. На современных глубинах разработки таких концентраций практически не встречается (даже при высоких содержаниях ТУ в угольных пластах) из-за их высокой сорбируемости. Поэтому даже высокие содержания (до 15-20%) суммарные содержания ТУ в составе сорбированных в угольных пластах углеводородных газов не представляют практической опасности. Однако, по мере углубления возможны выделения метана с примесью его гомологов, значительно превышающие допустимые 5-6%, что может приводить к реальной взрывоопасности шахтной и рудничной атмосферы.

Поэтому вопросы изучения содержания и компонентного состава углеводородных газов в угленосных толщах, особенности форм их нахождения и возможностей выделения в угольных пластах и порово-трещинных породных коллекторах, регионального проявления и прогнозирования этих газов в шахтах и рудниках приобретает важное не только научное, но и практическое значение.

Распределение ТУ в скоплениях свободных газов на угольных месторождениях – явление локальное и индивидуальное. Здесь же можно отметить одну региональную закономерность: повышенные содержания и непрерывный ряд тяжелых предельных углеводородных газов (гомологов метана) встречаются в зонах развития углей средних стадий метаморфизма (ГЖ, Ж, К) при максимумах суммарного количества компонентов до 15-25 %, в единичных случаях до 35 %. В составе газов угольных пластов Бачатского района в виде примесей присутствуют тяжелые гомологи метана (этан, пропан). Они отмечаются почти во всех опробованных пластах, начиная с глубины 97 м, кроме пластов IV и I Внутренних и пластов Безымянных. Всего ТУ зафиксированы в 11 углегазовых пробах (2,5 % от общего количества углегазовых проб). Суммарное содержание ТУ в составе газов углей колеблется от 0,06 до 0,6 % , достигая по отдельным пробам до 1,4-2,15 %.

Удельное содержание этана в угольных пластах изменяется в широких пределах от 0.00001 до 0.04 см³/г, пропана от 0,0001 до 0,001 см³/г. Максимальное содержание ТУ – 0,04 см³/г отмечается на глубине 227 м по пласту Проктопьевский II.

Наличие свободного водорода в угольных пластах значительно расширяет диапазон взрывоопасных концентраций, увеличивает силу взрыва, понижает температуру воспламенения рудничной атмосферы и ускоряет распространение пламени. Предел взрываемости водорода в воздухе от 4 до 74 %, скорость его детонации в полтора раза выше, чем у метана и достигает 2821 м/с при атмосферном давлении, минимальные температуры воспламенения водорода равны 450-510 °С, а скорость распространения пламени достигает 250 см/сек, т.е. более чем в пять раз превышает скорость распространения пламени метана. Весьма существенной для безопасности горных работ является еще одна способность водорода: в отличие от метана, у которого существует запаздывание между моментом соприкосновения с очагом тепла и моментом воспламенения (взрыва), порядка 1-10 сек (в зависимости от температуры), водород возгорается или взрывается без запаздывания. Быстрое воспламенение водорода может передаться метану и послужить причиной взрыва даже от искр, получающихся, например, при ударе кайлом о породу. Водород, благодаря своей легкости (в восемь раз легче метана), при нарушении режима проветривания может отслаиваться в верхних частях горных выработок.

Согласно правилам безопасности не допускается концентрация водорода вместе с метаном более 0,5 % в рудничном воздухе на исходящей струе шахты.

Присутствие водорода в угольных пластах Бачатского района отмечено в 107 пробах (24,3 % от общего количества проб). Концентрация водорода в составе газов угольных пластов изменяется в широких пределах от следов до 4-6%, а по отдельным пробам достигает 13-19,6%. Содержание водорода в пробах углевещающих пород изменяется от 0,0002 до 0,13 см³/г; максимальное его значение отмечено по пласту Мощному на глубине 212,8 м.

Исследования показали, что в глубинной и площадной приуроченности газов повышенной взрывоопасности (содержащих гомологи метана и водород) в Бачатском районе не наблюдается какой-либо четкой закономерности, на одноименных глубинах на фоне низких содержаний ТУ и Н₂ отмечаются и более высокие содержания этих газов, однако следует предполагать увеличение их объемов с глубиной пропорционально росту метаноносности. На газоносность верхних горизонтов большое влияние оказывает обработка открытым способом угольных пластов: они значительно дегазированы; а нижние горизонты на указанных площадях имеют пониженную метаноносность до 8-10 м³/т с. б. м.

В ближайшее время предусмотрено получение новых данных по 5 скважинам, заложенным в центральной части района, где помимо результатов опробования угольных пластов КГН, имеются интервалы опробования природной газоносности испытателем пластов КИИ-65. Следует сказать, что, несмотря на некоторое увеличение объемов работ по изучению газовых свойств района в последние годы, существует необходимость переоценки уже существующих данных, большинство из которых было получено при разведочном бурении в 1954-1975 гг. Изучение газоносности района является еще более важным, поскольку район обладает развитой инфраструктурой (вблизи расположены города Проктопьевск, Киселевск, Белово со стотысячным населением) и значительными запасами сорбированного угля и свободного газа.

Литература

1. Кудинов Е.В. Геотектонические особенности процессов и механизмов углеобразования (на примере Киселевского каменноугольного месторождения Кузбасса) // Эволюция процессов в истории Земли. Материалы молодежной школы-конференции XXXVII Тектонического совещания. – М.: Геос, 2004. – С. 179 –182
7. Угольная база России. Том II. Угольные бассейны и месторождения Западной Сибири (Кузнецкий, Горловский, Западно-Сибирский бассейны; месторождения Алтайского края и Республики Алтай). – М.: ООО "Геоинформцентр", 2003. – 604 с.
8. Фотьева Г.С., Измалков В.Ф. и др. Участок Бачатский Западный 1 в Бачатском районе Кузбасса.(Отчет о предварительной разведке с подсчетом запасов каменного угля по состоянию на 1.04.1974 г.). Кемерово:Фонды КемКПР, 1974
9. Якубченко Н.Ф., Анощенко А.В., Натура В.Г. Научно-исследовательские работы по «Изучению закономерностей и особенностей современного распределения газов в угленосной толще Бачатского района Кузбасса с целью выявления их влияния на возгораемость углей при открытой разработке». – Ленинск-Кузнецкий: Фонды Ленинск-Кузнецкой ГФП НКГГЭ ОАО «Запсибгеология», 1999. – 102 с., с илл. и табл.

ТАФНОМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ФРАГМЕНТА СКЕЛЕТА БИЗОНА У П. КРАСНЫЙ ЯР (КРИВОШЕЙНСКИЙ РАЙОН, ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

К.О. Печерская

Научный руководитель доцент А.В. Шпанский
Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Введение

В данной работе проводится тафномический анализ местонахождения остатков скелета бизона, обнаруженных в 1993 году у п. Красный Яр в отложениях I надпойменной террасы р. Оби А.В. Шпанским и С.В.

Лещинским. Описываются географическое и стратиграфическое положение местонахождения, построена роза-диаграмма по ориентированным костям.

1. Географическое и стратиграфическое положение местонахождения

Кости бизона *Bison priscus* aff. *deminutus* Grom. были обнаружены по частично вымытому из береговых отложений черепу, в 150 м ниже от устья Черной речки, впадающей в протоку р. Обь, напротив острова Саргулинский, в черте п. Красный Яр (Кривошеинский район, Томская область). Остатки залежали в небольшом прослое коричневых суглинков мощностью 20 см, имеющем бурые прослойки в кровле и подошве, толщиной около 1,5-2 см. Подстилаются глины среднезернистым рыхлым песком светло-желтого цвета, а перекрыты мощными отложениями тонко-слоистых разнозернистых песков. За последнее время А.В. Шпанскому удалось выяснить сложное геологическое строение обнажения у п. Красный Яр. В результате проведения исследований выяснено, что в указанном месте река Обь размывает отложения среднего-верхнего неоплейстоцена.

	Мощность, м	Глубина, м
IV_{1,4} 1. Культурный слой: нарушенная очагами подзолистая почва, следы кострищ, остатки древесины, древесного угля, перегнивших растительных остатков, редких костей современных животных	0,2-0,5	0,2
2. Супесь палево-серого цвета, пылеватая, макропористая, бесструктурная, к верхней части пятнами окрашена переотложенным гумусом	0,6	0,8
3. Пески кварцевые, разнозернистые, желто-серого цвета, с железистыми стяжениями типа ортзандов, тонко-горизонтально-слоистые. По слоистости меняется окраска песков от серой и зеленовато-серой до коричневой и бурой	1,2	2
III_{3,4} 4. Пески кварцевые, среднезернистые, неоднородно-окрашенные, в средней части зеленовато-бурые, вверху и внизу желтовато-серые. Песок линзовидно-косослоистый, к кровле постепенно становится глинистым и слюдистым. В кровле слоя обнаружен фрагмент скелета <i>Bison priscus</i> aff. <i>deminutus</i> [3, 4]	0,8	2,8
5. Пески кварцевые, среднезернистые, голубовато-серые, слюдистые, с ожелезненными бурыми прослойками, глин	2,2	4
6. Глины вязкие, серо-сизые, слоистые с тонкими прослойками уплотненных ожелезненных коричнево-бурых глинистые	1,5-2,5	6,5
III_{кр} 7. Песок горизонтально- косослоистый (направление слоистости постоянно меняется), серый, мелко-среднезернистый, с линзами галечника. В верхней части слоя найдены кости <i>Bison priscus</i> (короткорогая форма), <i>Equus ex gr. gallicus</i> , <i>Mamuthus primigenius</i> , <i>Coelodonta antiquitatis</i> и др. крупных млекопитающих мамонтового фаунистического комплекса. В этой же части слой содержит большое количество растительного детрита и отдельные вертикально стоящие пни	3	9,5
II_{sm} 8-9. Глины вязкие, серого цвета, слоистые с тонкими прослойками более плотных коричнево-бурых глин, в верхней части располагается линзообразная торфяная толща максимальной мощностью 1 м	5	14,5
II_{tb} 10. Мелко-среднезернистые пески, в верхней части имеющие рыжеватую окраску. В верхней части слоя найдены остатки <i>Mammuthus ex gr. trogontheriichosaricus</i> , <i>Equus ex gr. mosbachensis-germanicus</i> , <i>Bison priscus</i> .	1,5	16

2. Описание захоронения

Расположение костей в захоронении можно проследить на рисунке 1. На вскрытой площади (около 3м²) обнаружен череп бизона хорошей сохранности, лежащий на левой стороне. Череп имеет незначительные повреждения носовых костей и правого рогового стержня. Эти повреждения вызваны современным размывом костеносных отложений во время паводка и ледниковой экзарации. За черепом следуют семь шейных позвонков в анатомическом порядке, причем позвонки, как менее тяжелые, были расположены ниже по течению, чем череп. В 10 см выше черепа лежит нижняя челюсть на правой ветви, задняя часть левой ветви была сверху прижата к ней, в результате чего по середине левой челюсти (по переднему краю М₃) образовалась трещина. Выше по течению лежит дистальный отдел правой передней конечности в анатомическом порядке. Еще выше по течению, перпендикулярно последним, обнаружена левая передняя конечность также в анатомическом сочленении (рис. 1). Вокруг костей наблюдается уплотненная глинистая оторочка буровато-красного цвета, толщиной по 1-1,5 см, что может быть следствием разложения мягких тканей в захоронении. Проксимальный эпифиз левой плечевой кости обгрызен, имеются погрызы и на телах шестого и седьмого шейных позвонков, с полным уничтожением остистых отростков и значительной части тел позвонков. При вскрытии захоронения в перекрывающих «сизых» глинах был обнаружен вертикальный ход с внутренним диаметром около 5 см, с очень плотным буро-красными, ожелезненными стенками и рыхлым, также красным, материалом внутри. Этот ход находился в непосредственной близости от плечевой кости и можно сделать предположение, что это древняя «кротовина» крупного грызуна (предположительно суслика), который, возможно, и сделал погрызы на костях. В 40 см от левой ноги, в основании костеносного слоя обнаружена сидеритовая уплощенная конкреция треугольной формы. Все острые грани и углы притуплены, как после долгого пребывания в воде, а поэтому камень, скорее всего, был замыт в эти отложения. Проследить простираение костеносного слоя на большое расстояние не удалось из-за большого объема современных аллювиальных наносов. Изучение морфологии костных остатков выявило, что они принадлежат самке короткорогого бизона. Предположительный геологический возраст местонахождения самый поздний плейстоцен, возможно ранний голоцен.

3. Определение типа местонахождения

Данное захоронение является аллохтонным - место гибели животного и место захоронения его останков не совпадают. Труп животного, предположительно, переносился водным потоком в течение нескольких дней. О захоронении в водном потоке свидетельствует однонаправленное ориентированное расположение длинных частей скелета – шеи и левой передней конечности (рис. 1).

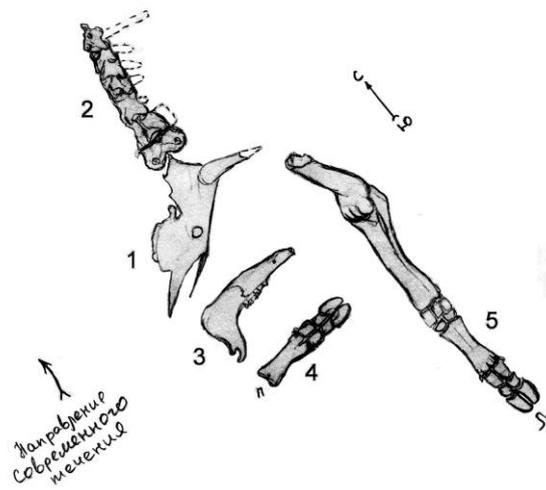


Рис. 1. Схема расположения костей бизона в местонахождении
1 - череп; 2 - шея; 3 - нижняя челюсть; 4 - дистальный отдел правой передней конечности;
5 - левая передняя конечность

Шея вместе с черепом и левая передняя конечность (в анатомическом порядке) располагаются параллельно относительно друг друга. Перпендикулярно левой конечности ниже по течению, располагаются обе ветви челюсти и дистальный отдел правой передней конечности (также в анатомическом порядке). Семь шейных позвонков следуют за черепом. Как менее тяжелые они располагаются ниже по течению, череп вместе с рогами выступает в роли своеобразного якоря. Нижняя челюсть и правая передняя конечность располагаются перпендикулярно остальным костям. Их прибило течением к черепу.

Анализ ориентировки фрагментов скелета вынесен на розу-диаграмму (рис. 2). По направлению основного количества костей можно проследить направление течения реки во время захоронения.

Скелет бизона не полный, отсутствует задняя часть. Возможно, это произошло из-за того, что, будучи в воде, труп животного начал разлагаться, и вследствие накопления газов разложения в кишечном тракте в полости тела началась мацерация мягких тканей, произошел разрыв кожи на брюшине (“взрыв”) и перелом позвоночника. Это способствовало разделению трупа на отдельные части. Как известно, кожа и связки наиболее устойчивы на тех участках трупа, где мало мяса. Мышцы и связки разлагаются в воде быстрее, чем кожа, следовательно, при захоронении мышцы могли быть уже разложенными [1].

Так как уже говорилось выше вокруг костей наблюдается изменение цвета и уплотнение вмещающих суглинков, можно предположить, что окончательное разложение мягких тканей происходило в захоронении, и естественно следует, что труп был не скелетизирован, когда его захоронило.

4. Морфологические особенности

Череп относительно небольших размеров. Он короткий и узкий в лобной части. Лицевой отдел укорочен. Передние концы intermaxillaria не имеют выступающих лопастей на передненаружном крае. Рыло к передней части сужается и округлено. На этот признак К.К. Флеров обращает особое внимание, полагая, что такие лопасти характерны для степных форм [2]. Современные лесные зубры (*B. bonasus*), питающиеся древесной растительностью и мягкими лесными травами, имеют суженные и округленные intermaxillaria.

Морфологические особенности черепа не позволяют однозначно отнести обнаруженные в Красном Яру остатки скелета к одному из уже известных видов бизонов. В строении черепа отмечены признаки, приближающие данную форму к современному беловежскому зубру *Bison bonasus bonasus*. В то же время общие размеры и пропорции посткраниального скелета, размах и направление роста роговых стержней, высокая затылочная кость, обхват роговых стержней отражают переходный тип от *Bison priscus aff. deminutus Grom.* (короткорогого) позднего плейстоцена к современному европейскому зубру *Bison bonasus L.* Кроме того, можно предположить, что это животное обитало в лесных, лесостепных ландшафтах со значительными открытыми пространствами.

5. Вероятные причины гибели

Морфологический анализ остатков бизона показал, что они принадлежат старой самке бизона в возрасте не менее 15 лет [3]. Исходя из этого, причину гибели можно предположить следующим образом: возможно животное пыталось перейти водоток и, в силу своей слабости не справилось с течением и его унесло водой, где оно и утонуло. Затем после некоторого пребывания в воде его засыпало осадком. Животное не подвергалось нападению со стороны хищников, т.к. на костях, в том числе и черепе (а как известно, хищники при нападении атакуют жертву спереди) не было обнаружено следов от клыков. Захоронение произошло достаточно быстро, либо в трудно доступном месте (например, в прирусловой части реки), о чем также свидетельствует отсутствие погрызов хищников. Скорость осадконакопления и ориентировка фрагментов скелета может указывать на высокую скорость и силу водного потока, которые характерны для равнинных рек во время весеннего паводка.

Выводы

Данное захоронение является аллохтонным - место гибели животного и место захоронения его остатков не совпадают. Труп животного, предположительно, переносился водным потоком в течение нескольких дней. О захоронении в водном потоке свидетельствует однонаправленное ориентированное расположение длинных частей скелета – шеи и левой передней конечности. Вторичный перенос костей отсутствовал, так как в местонахождении

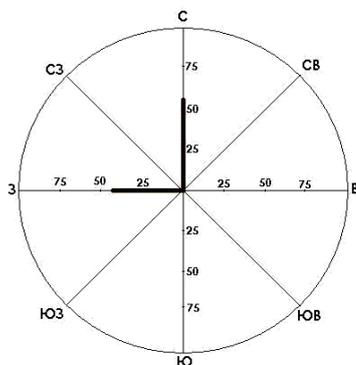


Рис. 2. Роза-диаграмма по ориентированным костям *Bison priscus aff. deminutus Grom.* Распределение остатков представлено в процентном соотношении. 20% = 11 костей

сохранились фрагменты скелета в анатомическом порядке, в том числе и черепе (а как известно, хищники при нападении атакуют жертву спереди) не было обнаружено следов от клыков. Захоронение произошло достаточно быстро, либо в трудно доступном месте (например, в прирусловой части реки), о чем также свидетельствует отсутствие погрызов хищников. Скорость осадконакопления и ориентировка фрагментов скелета может указывать на высокую скорость и силу водного потока, которые характерны для равнинных рек во время весеннего паводка.

Л

1. Очев В.Г., Янина Б.Т., Барсков И.С. Методическое пособие по зоологии. М.: Изд. Моск. Университета, 1994. – 144 с.
2. Флеров К. К. Сравнительная краниология современных представителей рода *Bison* // Бюл. МОИП. Отд биол. 1965. Т. 70. – вып. 1. – С. 40 – 54.
3. Шпанский А. В. Находка остатков бизона в Томском Приобье // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. Геол. 1997. Т. 72. – вып. 1. – С. 46 – 52.
4. Шпанский А. В. Остатки млекопитающих из местонахождения у поселка Красный яр (Томская область) // Материалы Региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Том II. – Томск: ГаллаПресс, 2000. – С. 402 - 404.

ВЫДЕЛЕНИЕ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПО АНОМАЛИЯМ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Е.В. Полетаева

Научный руководитель доцент О.Б. Бабазаде

Институт геологии Национальной академии наук Азербайджана, г. Баку, Азербайджан

В магнитном поле разломы земной коры проявляются по-разному. Плановое положение зон разломов устанавливается на этапе качественной интерпретации структуры магнитного поля с использованием методических приемов трассирования "разломных" аномалий. [9] На картах магнитного поля глубинные разломы выделяются по следующим типам аномалий:

1) Зонам градиентов, наблюдаемым как между областями с разной структурой аномального поля, так и по периферии отдельных аномалий. Зоны высоких градиентов магнитного поля свидетельствуют о разрывах блокового характера, разрывах, приводящих к вертикальным перемещениям блоков [11, 1, 2].

2) Линейно вытянутым зонам положительных аномалий, цепочкам локальных максимумов, обычно пространственно связанных с трещинными интрузиями среднего, основного и ультраосновного состава. [5, 8].

3) Зонам резкой смены знака магнитного поля (знакопеременная аномалия). Этот тип аномалий проявляется в зонах разлома, развитие которых носит конседиментационный характер [5].

4) Зонам резкой смены характера аномального поля [8].

5) Зонам нарушения основной структуры поля-участки резкого изменения простирания изолиний, их прерывистость, а так же смещения цепочек аномалий [1, 2, 5].

Анализ распределения магнитных аномалий позволяет уточнить представление о положении зон разломов земной коры Каспийского моря.

Конкретные примеры соответствия вышеуказанных типов аномалий глубинным разломам можно найти для территорий многих регионов в работах [2, 4, 6, 13].

В статье использована карта ДТ, охватывающая северную и среднюю часть Каспийского моря, составленная на основе аэромагнитной съемки, проведенной в 1951 - 1952 гг. [ВНИИГеофизика] [12], карта аномального магнитного поля Южного Каспия, составленная на основе аэромагнитной съемки Южного Каспия в 1965 - 1968 г. [7], а также данных по аномалиям магнитного поля Северо-Кавказского офиолитового пояса [10].

Основываясь на имеющихся данных, приведем примеры исследования и выявления разломных зон по вышеуказанным типам аномалий.

По первому типу аномалий в юго-восточной части Южного Каспия в складчатой зоне области срединного массива и в зоне Сара-Чикишлярской (широтной) складчатости выделяются серии разломов, в том числе и кольцевой разлом, которому в магнитном поле соответствует региональный минимум с интенсивностью 5 гамм, на фоне которого наблюдается ряд локальных максимумов, что указывает на изменение магнитных свойств и тем самым позволяет предположить блочное строение исследуемой области.

В пределах восточного побережья Каспия (южнее полуострова Челекен) происходит смена положительного знака на отрицательный, и по совокупности 1, 3 признаков выделено разрывное нарушение. По первому признаку (по магнитной ступени) в Центральной части Южного Каспия выделен кольцевой разлом, пересеченный большим числом разрывных нарушений, выделенных по 2, 4, 5 признакам, с наибольшей интенсивностью 120 гамм между долготами 50° и 51°. Так же по первому типу аномалий в северной части Среднего Каспия подтверждены Северо-Устюртский разлом и Северо-Мангышлакский разлом, отделяющий Восточно-Манычский прогиб от гряды Карпинского и Мангышлакскую грядку от Южно-Бузачинского прогиба. По совокупности 1, 2, 4 типов аномалий в северной части Южного Каспия отмечаются: Сангачал-Огурчинский, Апшероно-Прибалханский разломы, имеющие разрыв, приводящий к сдвиговому перемещению блоков между долготами 52°30' - 53°00'.

По второму типу аномалий в западной части Южного Каспия по цепочке локальных аномалий выделяется известный Западно-Каспийский разлом. По результатам магниторазведки предполагается [3], что разлом прошел сложный путь геолого-тектонического развития. В западной же части Южного Каспия по совокупности признаков выделяется Шахово-Азизбековский разлом, являющийся частью кольцевого разлома.

К северо-восточному краю Южного Каспия напряженность поля резко увеличивается (до 200-300 Гамм). Эта область отвечает зоне сочленения альпийской геосинклинали Южного Каспия и эпигерцинской платформы по глубинному разлому, установленному по цепочке интенсивных магнитных максимумов [4], отражающих, по-видимому, массивы основных и ультраосновных пород [10], что связано с приближением кристаллического фундамента к дневной поверхности.

По этому (Центральнокаспийскому) глубинному разлому, являющемуся зоной нарушения сплошности земной коры, происходит относительное перемещение разделяемых им блоков. Земная кора Кубадак-Большебалханского мегантиклинория и Карабогазского свода серией глубоких тектонических нарушений разбита на несколько клиновидных блоков, сужающихся в юго-восточном направлении, выделенных по различным признакам, отражающихся в магнитном поле. Основными из этих разломов являются Кошобинский и Карабогазский внутриплатформенные глубинные разломы, четко отражающиеся в магнитном поле в виде узких полос локальных аномалий на фоне мозаичного поля. В юго-восточной части Среднего Каспия в пределах Карабогазского свода по цепочке локальных аномалий выделен кольцевой разлом. В Среднем Каспии Караудан-Туаркырский разлом отражается в виде узкой полосы магнитных аномалий.

Примером четвертого и пятого признаков служат: Карабогаз-Севфидрудский разлом, по которому происходит смещение блоков Апшероно-Прибалханского и Сангачал-Огурчинского разломов, Центральная - осевая система разломов и ряд систем разломов в Каспии, выделенных по этим признакам.

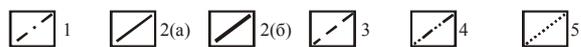
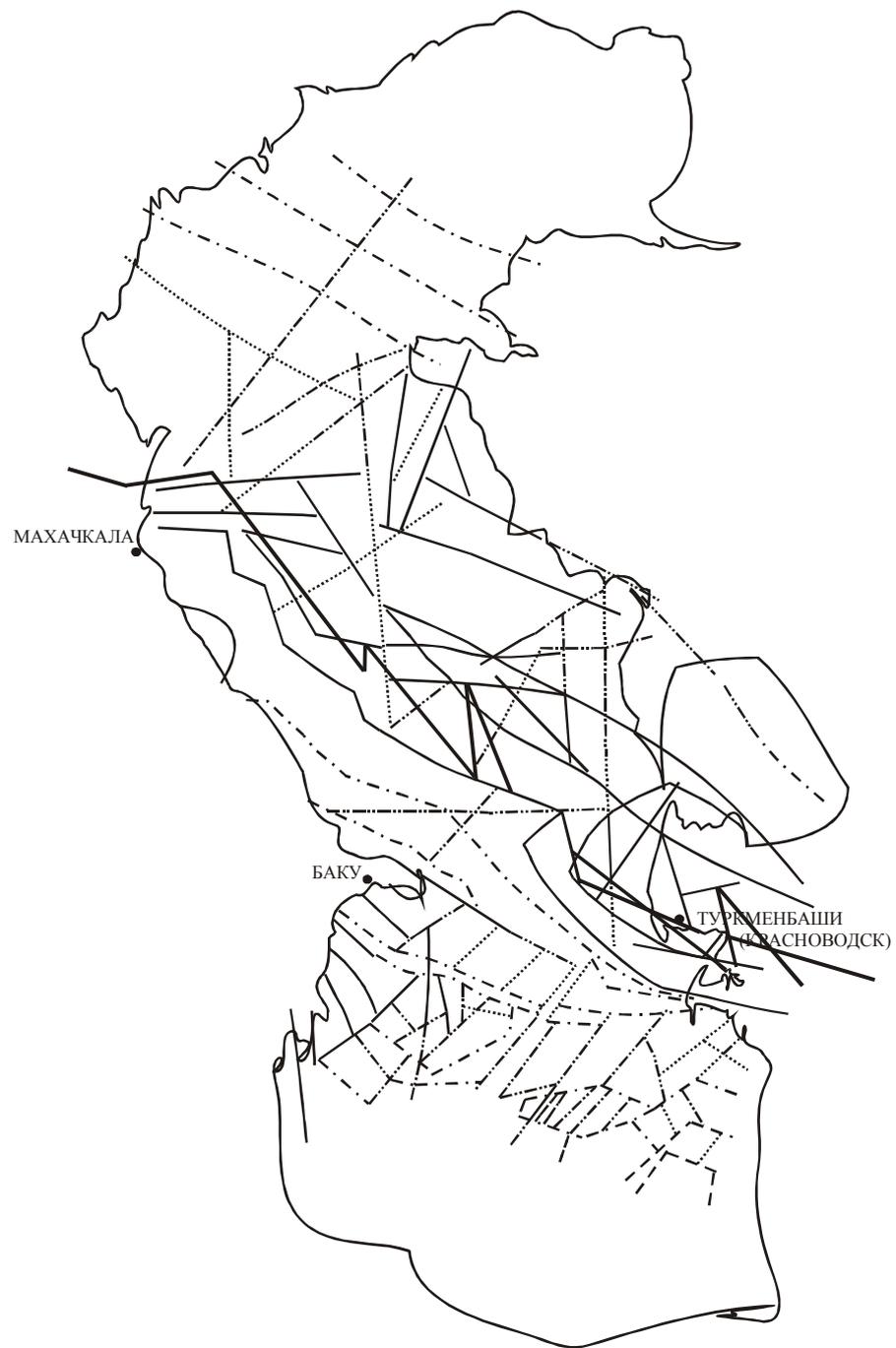


Рис. Схема распределения систем разломов Каспийского моря по основным типам магнитных аномалий. Разломы, выделенные по аномалиям магнитного поля: 1 - линейно вытянутые зоны высоких градиентов поля; 2 (а) - цепочки линейно вытянутых положительных и отрицательных аномалий; 2 (б) – цепочки овальных магнитных максимумов интенсивностью 3 – 5 мЭ; 3 - зоны резкой смены знака магнитного поля; 4 - зоны резкой смены характера аномального поля; 5 -зоны нарушения основной структуры магнитного поля.

Таким образом, выделены и прослежены ряд разломов. Результаты исследований представлены на схеме (рис.) в виде систем разломов земной коры Каспийского моря, прослеженных по аномалиям магнитного поля.

В результате проведенных исследований сделаны следующие выводы:

- преобладающими направлениями простирания систем разломов земной коры Каспийского моря являются северо-западное и северо-восточное. Имеются разломы субширотного и субмеридионального направления;
- в магнитном поле разломы выделяются по аномальным областям и зонам различной интенсивности, конфигурации, ориентировке и знаку. По рисунку, ориентировке и по характеру сопряжения разломов земная кора Каспийского моря делится на блоки. По-видимому, глубинные разломы, по которым проникла основная масса, содержащая большое количество магнитоактивных тел, фиксируются цепочками положительных аномалий. Положение разломов, строение их зон, а также вещественный состав приразломных блоков, полученные по магнитометрическим исследованиям, могут быть дополнены и детализированы при исследовании другими методами, в частности сейсмическими, гравиметрическими.

Таким образом, в работе подтверждены ранее обнаруженные разломы, уточнены их размещение и пределы распространения. Прослежен ряд новых разломов в пределах Южного и Среднего Каспия.

Литература

1. Бабазаде О.Б. Исследование глубинных разломов земной коры Азербайджана по геофизическим аномалиям. Автореферат кандидатской диссертации. – Баку, 1973.
2. Бабазаде О.Б. Особенности глубинных разломов Азербайджана по аномалиям геофизических полей. Труды Института геологии АН Азербайджана. – Элм. Баку, 1995. – вып.25. – С. 68 – 80.
3. Багир-заде, Ф.М., Керимов, К.М., Салаев, С.Г. Глубинное строение и нефтегазоносность Южно-Каспийской мегавпадины. – Азернешр. Баку, 1987.
4. Борисов А.А. Геофизическая характеристика глубинных разломов на территории СССР // Глубинное строение Урала. - Недра, 1968.
5. Вашилов Ю.Я. Геофизические признаки разломов // Обзор. сер. IX, Рег., развр. и промысл. геофизика. – ВИЭМС, 1975.
6. Гаджиев Р.М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. – Баку: Азербайджанское Государственное Издательство, 1965.
7. Джабаев А.А. Основы поисков и изучение нефтегазоносных структур аэромагнитными методами (акватории Южного Каспия) // Статистика. – Ашхабад, 1969.
8. Магниторазведка справочник геофизика. – М.: Недра, 1990.
9. СимоненкоТ.И. Проявления зон разломов земной коры в магнитном поле // Геофизический сб. АНУССР. – 1968. – вып. 26.
10. Смирнова М.Н. Северо-Кавказкий офиолитовый пояс и разрушительные землетрясения (в связи с изучением магнитного поля) // Геофизические условия в очаговых зонах сильных землетрясений. – М.: Наука, 1983. – С. 83 – 88.
11. Собакарь Г.Т. Признаки разрывных нарушений в геофизических полях областей неглубокого залегания кристаллического фундамента // Геофизический сборник АНУССР. – 1966. – вып.16.
12. Соловьев В.Ф. Тектоническая схема подводного склона западного побережья Среднего Каспия. – ДАН СССР, 1955.
13. Тяпкин К.Ф. Изучение разломных и складчатых структур докембрия геолого-геофизическими методами. – Киев: Наукова Думка, 1986.

КРУПНОМАСШТАБНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ ЖИЛЬНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ АРГИЛЛИЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ В ОБНАЖЕНИЯХ ПРАВОГО БОРТА РЕКИ ТОМИ (ТОМСКИЙ РАЙОН)

В.С. Прокопьев

Научный руководитель доцент О.М. Гринев
Томский государственный университет, г. Томск, Россия

С 2003 года по настоящее время автор совместно с научным руководителем О.М. Гриневым проводит исследования в пределах Томского рудного района в рамках структурно-формационного, минерагенического анализов и поиска коренных источников золота и платиноидов.

Весьма значимым событием явилось открытие О.М. Гриневым в пределах герцинского Томского выступа масштабно проявленных гидротермальных жил (не упоминавшихся в научной геологической литературе по Томскому району), имеющих аргиллизит-каолиновый, гетит-сидеритовый, кварц-сидеритовый, сидерит-антраксолит-кварцевый состав. Данные жилы пространственно ассоциируют с линейно-площадными корами выветривания (?), представленными белыми, синими и бурыми глинами, с серыми, плотными метасоматитами, в значительном количестве обнаруженными в аллювиально-делювиальных отложениях вдоль русла р. Басандайки, а также с реликтами палеотравертиновых построек, погребенными под площадными отложениями кочковской свиты. Особенности проявления и состав парагенных образований позволили отнести эти жилы к аргиллизитовой формации. По совокупности общегеологических данных наиболее вероятным возрастом проявления процессов аргиллизации является поздний мел - палеоген. По набору установленных на настоящее время элементов и их содержанию, исследованные жильные образования даже без учета их железо- и алюминийности обладают явно выраженной металлоносностью. Более подробно данные образования охарактеризованы в публикациях [1, 2, 3], где подробно описаны минералогическая, петрографическая, структурно-текстурные особенности гидротермальных жил, а также микроэлементный состав, предполагаемый возраст и др.

Изучение описываемых жил имеет повышенную ценность потому, что их возраст оценивается как верхний мел - палеоген - это та эпоха, в течение которой в пределах Западной Сибири формировались минерализованные бурые угли, бокситы, каолиниты, оолитовые железные руды, проявления урана и др. полезные ископаемые, считавшиеся исключительно экзогенными. Находка данных жил позволяет выделить для Западно-Сибирской плиты и ее обрамления новую экзогенно-эндогенную минерагеническую эпоху позднего мезозоя, которая является прямым следствием позднемезозойского тектогенеза, что повышает перспективы обширных территорий региона на выявление широкого спектра полезных ископаемых (Гринев, 2005).

В 2005 году автором было проведено крупномасштабное детальное геологическое картирование участка по правому борту реки Томи от острова Зыряновский до устья реки Басандайки, где наблюдаются коренные выходы вышеупомянутых гидротермальных жил аргиллизитовой формации. Данный участок имеет относительно хорошую степень обнаженности, здесь присутствуют несколько крупных коренных обнажений, так и множество искусственных, появившихся вследствие землеустроительных работ. Основной целью работы, являлось выяснение взаимоотношения жил с вмещающими породами, определение характера залегания, их распространенности и структурной приуроченности.

В результате проведенных исследований и подробного изучения жильных образований был составлен прирусловой профиль участка выходов гидротермальных образований аргиллизитовой формации; фрагменты профиля приведены на рис.1 а, б, в., где отображены все взаимоотношения встречаемых геологических образований и сделаны следующие выводы:

1. В геологическом отношении участок выходов гидротермальных жил аргиллизитовой формации приурочен к дислоцированным глинистым сланцам и алевролитам басандайской свиты нижнего карбона, перекрытым площадными песчано-глинистыми отложениями новомихайловской и кочковской свиты. В коренном залегании сидеритовые, сидерит-аргиллизитовые, кварц-сидерит-антраксолитовые гидротермальные жилы выполняют трещины или зоны пересечения систем разнонаправленных ортогональных трещин отрыва и скалывания, расщеливших породы басандайской свиты. То есть наблюдается залечивание трещинных гидротермально преобразованных участков каолинитом, сидеритом, реже битумом. Брекчиевые кварц-сидерит-лимонитовые жилы, по всей видимости, являются результатом более позднего дробления кварцевых жил, генетически связанных с дайками.

2. Отмечается весьма высокая насыщенность исследуемой территории выходами дайковых пород, определенно являющихся индикаторами многочисленных дизъюнктивов, к которым они приурочены. В непосредственной близости от даек, наблюдаются выходы подземных вод, относящиеся к трещинно- жильному горизонту палеозойского водного комплекса, приуроченного к разломам и областям повышенной трещиноватости, где отлагаются современные формы травертинов (рис.1а, б.). В местах выхода подземных источников в разрезе отсутствуют глины «кор выветривания», что обуславливает гидравлическую связь между водоносными комплексами палеозойского и кайнозойского структурных этажей [7] (данный факт был подтвержден при изучении картируемого участка) и позволяет откладываться травертинам в поверхностных условиях. Это доказывает, что зоны повышенной трещиноватости вокруг даек, являются каналами, по которым поступают воды палеозойского комплекса на поверхность к зоне разгрузки. То есть, каждый источник карбонатных вод, по всей видимости, приурочен к зоне проникающего из фундамента в осадочный чехол разрывного нарушения. Наряду с современными поверхностно-натечными формами, существовали и другие более древние термальные очаги травертинообразования, также отлагавшие травертины, которые незначительно отличаются от современных структурно-текстурными признаками и минеральным составом. Следует отметить, что выходы палеотравертиновых построек, встречаются более редко чем современных, но, несомненным является их генетическое сродство. Доказательством этого является их совместное проявление и приуроченность к зонам трещиноватости, основное различие заключается в том, что древние формы травертинов в основном залечивали зоны дробления в дайках и породах басандайской свиты, а современные имеют поверхностно-натечные формы.

3. В пределах исследуемого участка наблюдается тектоническое и эпигенетическое преобразование как вмещающей толщи пород басандайской свиты, выраженное в их трещинообразовании, динамометаморфизме, выщелачивании, битуминизации, так и перекрывающих кайнозойских отложений новомихайловской свиты, что проявлено в ожелезнении, каолинизации, сидеритизации под действием гидротермальных растворов, поступавших из ослабленных зон фундамента. В итоге возникли каолинитовые, каолинит-сидеритовые, сидерит-каолинитовые и оолитовые образования, принимавшиеся ранее за продукты коры выветривания. Схожие процессы, проходившие в зоне сочленения фундамента ЗСП и осадочного чехла (Нюрольская впадина, Шаимский нефтегазоносный район), вызывавшие обеление алюмосиликатного субстрата и возникновение каолинит-сидеритовых образований, подробно охарактеризованы в научных работах Н.Ф. Столбовой, А.Д. Коробова, Л.А. Коробовой и др. [5,6,9]. Но в связи с тем, что имеются различия истории геологического развития сравниваемых районов, большой мощностью осадков, перекрывающих зону контакта осадочного чехла и фундамента в нефтегазоносных областях, литологии осадков, петрографии интрузивных образований - прямую корреляцию эпигенетических преобразований пород проводить затруднительно. Значительным преимуществом района исследований автора является его относительно хорошая обнаженность и доступность для геологического изучения, что позволяет более полноценно характеризовать геологические процессы, проходившие на стыке фундамента с перекрывающими отложениями.

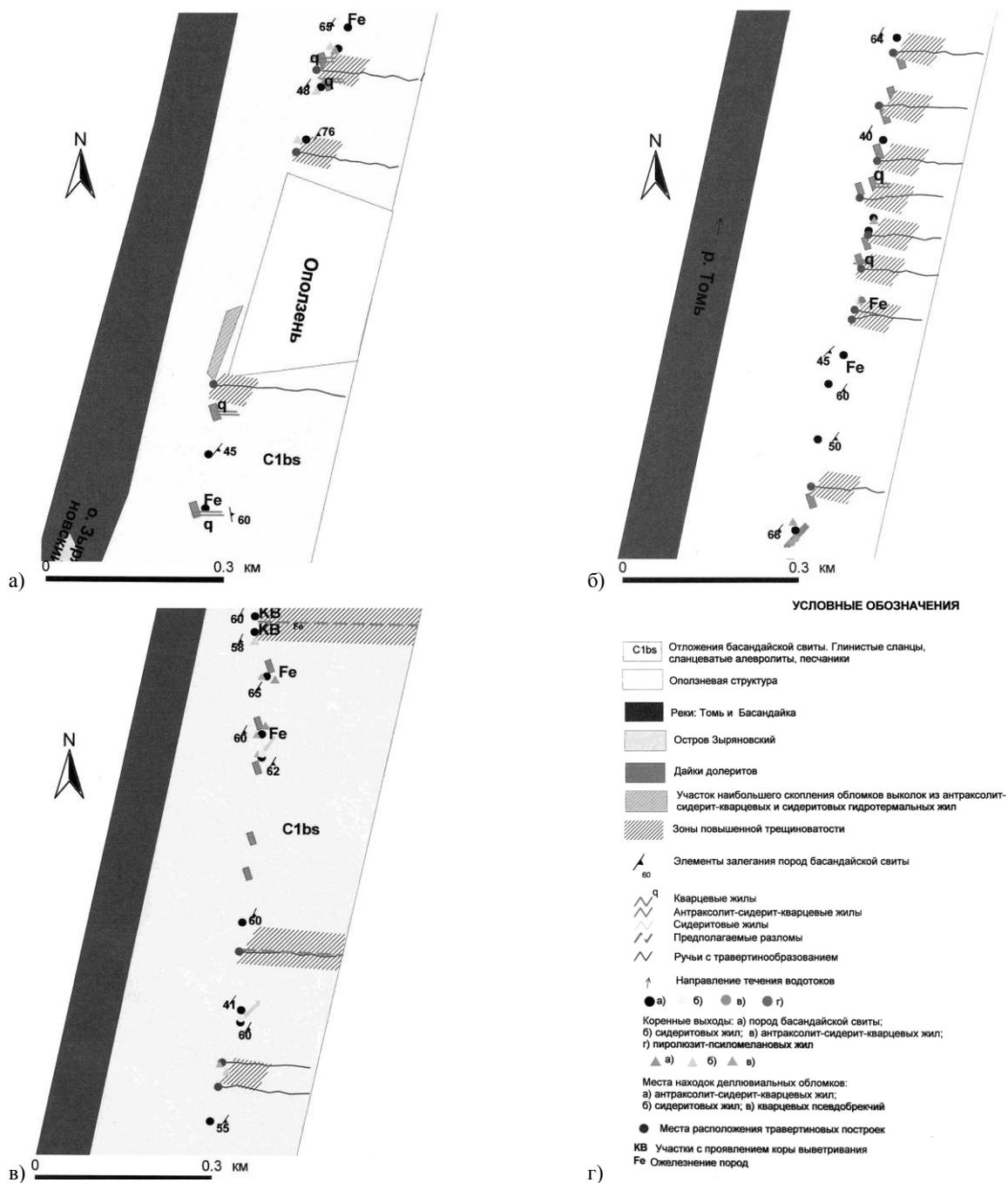


Рис. 1. Южный фрагмент прируслового профиля правобережья р. Томи на участке о. Зыряновский – устье р. Басандайки: а) южная часть, б) центральная часть, в) северная часть фрагмента, з) условные обозначения

4. Согласно представлениям В.Н. Разумовой [8] - практически все коры выветривания являются глинистыми метасоматитами зон разломов, тектонических и тектономагматических депрессий, связанные с контактовым ореолом платформенного фундамента - зоной активного взаимодействия грунтовых (вадозных) вод с эндогенными эманациями и растворами, поступавшими с глубин по крутопадающим разломам фундамента. В результате в контактовом ореоле платформенного фундамента (охватывающем верхи консолидированного платформенного основания и низы осадочного платформенного чехла), формируются смешанные гидротермально-вадозные воды, которые и осуществляют в зонах разломов и ореолах их воздействия метасоматическое перерождение (гидротермально-вадозную глинизацию) горных пород. Метасоматические преобразования пород отчетливо наблюдаются в пределах изучаемого участка, наиболее крупные обнажения «кор выветривания» отмечены на профиле знаком «КВ» (рис 1в.). Они приурочены к предполагаемому разломам, об их наличии свидетельствуют как геоморфологические признаки (крупные овраги и лога), так и геологические (отличие в литологии осадков по разные стороны от разрывного нарушения, появление подробленных пород и зон ожелезнения). Следовательно, можно предположить, что коры выветривания Томского района, а в частности выходы каолиновых пород новомихайловской свиты в пределах исследуемой территории, можно рассматривать как глинистые продукты метасоматического выщелачивания контактового ореола платформенного фундамента, возникшие в зонах разломов и повышенной трещиноватости в период позднемезозойского тектогенеза, проявившегося в зоне сочленения ЗСП с ее южным складчато-глыбовым обрамлением [5]. Одним из доказательств чему - является открытие гидротермальных жил аргиллизитовой формации, рассматриваемых в этой работе.

Литература

1. Гринев О.М. Проявления аргиллизитовой формации как индикатор наличия новых месторождений рудного и углеводородного сырья в Томской области // Проблемы и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса и производительных сил Томской области: Материалы научно-практической конференции. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. – С. 195 – 197.
2. Гринев О.М., Прокопьев В.С. Новые данные о гидротермальных образованиях позднемезозойского возраста Томского рудного района // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых: Материалы геологической конференции, посвященной 75-летию со дня основания кафедры разведочного дела и специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых». – Томск: Изд-во ТПУ, 2005. – С. 31 – 37.
3. Гринев О.М. Некоторые особенности проявления позднемезозойской минерагенической эпохи на территории Томской области // Проблемы и перспективы развития минерально-сырьевой базы и предприятий ТЭК Сибири: Материалы межрегиональной научно-практической конференции. – Томск: Издательство Томского политехнического университета, 2005. – С. 86 – 91.
4. Гринев О.М., Зырянова Л.А., Прокопьев В.С. и др. О травертинах, белых и синих глинах и антраколит-сидерит-аргиллизитовых жилах Томского рудного района // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5.: Материалы всероссийской научной конференции. - Томск: ЦНТИ, 2005. – С 327 – 348.
5. Коробов А.Д., Коробова Л.А. Гидротермальные процессы в погребенных палеорифтах Западной Сибири и их роль в доломитизации известняков и насыщении фундамента нефтью // Геология нефти и газа. – 2005. – №3. – С. 37 – 45.
6. Коробов А.Д., Коробова Л.А. Вторичная доломитизация карбонатных толщ фундамента и их нефтенасыщение в ископаемых палеорифтах // Недра Поволжья и Прикаспия. – 2005. – Вып. 41. – С. 18 – 29.
7. Лепокурова О.Е. Геохимия подземных вод севера Алтае-Саянского горного обрамления, формирующих травертины: Автореф. дисс. кандидата геол.-минер. наук. – Томск: 2005. – 22 с.
8. Разумова В.Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. – М.: Наука, 1977. – 156 с.
9. Столбова Н.Ф. Процессы наложенного эпигенеза и их роль в становлении залежей углеводородов // Проблемы и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса и производительных сил Томской области: Материалы научно-практической конференции. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. – С. 103 – 105.

ФАЦИАЛЬНО-СЕКВЕНСНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ НИЖНЕГО ПАЛЕОГЕНА ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ **И.В. Рычкова**

Научный руководитель профессор В.М. Подобина
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

В истории развития Земли огромный интерес представляют следы глобальных событий, которые являются идеальными геохронологическими корреляционными уровнями и свидетельствами явлений общепланетарного характера. В связи с этим особого внимания заслуживают отложения, формировавшиеся на устойчивых плитах, где могли быть законсервированы результаты эвстатических процессов Мирового океана. Следы глобальных событий известны в отложениях нижнего палеогена на территории Западной Сибири. Особо отчетливо они проявлены на юго-востоке территории - прибрежно-морской части палеобассейна. Береговая линия здесь часто мигрировала, что обусловило в разрезах скважин и по латерали чередование отложений морского, прибрежно-морского и континентального генезиса. Как в верхнемеловых, так и в нижнепалеогеновых отложениях изучаемой территории можно выделить секвенсы, отвечающие эвстатическим событиям [3].

Широко распространенной группой фауны в отложениях нижнего палеогена Западной Сибири являются фораминиферы. По ним выделен ряд биостратиграфических зон [1]. Разнообразие и количественная характеристика комплексов фораминифер, наряду с литологическими особенностями пород, позволили выделить системные тракты в секвенсном расчленении разнофациальных разрезов изучаемой территории.

Зеландско-нижнетанетский секвенс. Трансгрессивный системный тракт данного секвенса формировался в зеландское время. Отложения этого тракта охарактеризованы осадками талицкого горизонта. Представлены отложения в центральной части Западной Сибири глинами часто жирными на ощупь, а в юго-восточной – серыми песчано-глинистыми отложениями, с прослоями сидеритизированной глины, кварц-глауконитовых песчаников и глин (рис.). С трансгрессией палеоценового (зеландского) времени связано образование Бакчарского железорудного горизонта. На Бакчарской площади горизонты с большим содержанием железа совмещаются и представляют уникальные по запасам участки [2].

Комплексы фораминифер в породах талицкой свиты хорошей сохранности. Обнаруживается разнообразие видов, что говорит об относительно глубоководном бассейне. В центральной части палеобассейна встречаются агглютинированные кварцево-кремнистые фораминиферы, а в юго-восточной окраинной, наиболее прогреваемой – секреторно-известковые.

Тракт высокого стояния уровня моря зеландско-нижнетанетского секвенса формировался в раннетанетское время. Отложения этого тракта охарактеризованы осадками самой нижней части люлинворского горизонта и представлены серой плотной глиной. Фораминиферы данного тракта встречаются в виде единичных раковин и окварцованных псевдоморфоз. Регрессия моря, завершающая формирование данного системного тракта, отразилась в отложениях прослоями растительного детрита.

Верхнетанетско – бартонский секвенс начинается трактом низкого стояния уровня моря, который формировался в позднепанетское время. Он соответствует отложениям нижней части люлинворского горизонта. Характеризуется данный системный тракт песчано-глинистыми отложениями. Часто в глинистых прослоях встречаются окатыши светло-желтого песка с растительным детритом. Фораминиферы этой части разреза сахаристо-белого цвета, грубозернистые.

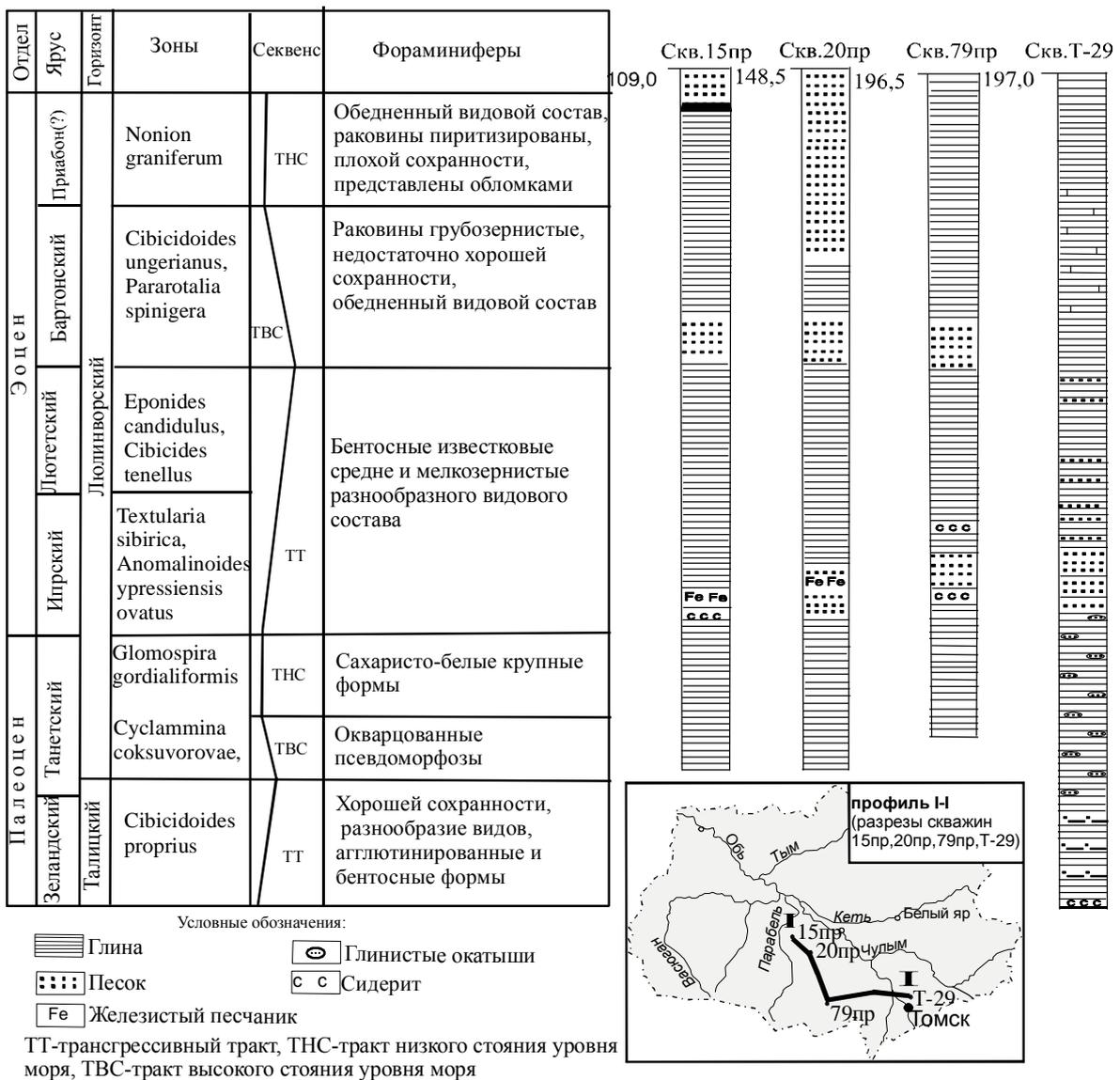


Рис. Секвенное расчленение разрезов нижнего палеогена по профилю I-I

Трансгрессивный системный тракт данного секвенса формировался в ипрско-лютетское время, что соответствует отложениям средней части люлинворского горизонта. Породы представлены песчано-глинистыми разностями, в подошве тракта отмечен грубообломочный материал (галька кварца и сидерита). На данном стратиграфическом уровне прослеживается Тымский железорудный горизонт (в бассейне р. Тым и севернее г. Колпашево). Но он не содержит промышленных концентраций железа. Как и Бакчарский, Тымский железорудный горизонт связан с формированием трансгрессивного тракта. Следовательно, образование железных руд в прибрежно-морских условиях связано с трансгрессией. Особенно мощные горизонты железных руд были там, где береговая линия и прибрежно-морские фации долгое время оставались на одном месте.

Ипрские слои нижнего эоцена нижнелюлинворской подсвиты по наличию уплощенных планктонных и характерных видов бентосных фораминифер формировались в более углубленной, но сравнительно мелководной части эпиконтинентального бассейна (средние глубины современного шельфа). В разрезах скважин юго-востока Западной Сибири на данном стратиграфическом уровне отмечены частые переслаивания глины с разнообразным комплексом фораминифер и глины с отпечатками растений. На этапе формирования ипрско-лютетского трансгрессивного тракта ландшафты юго-восточного побережья с растительностью перекрывались прибрежно-морскими отложениями. Это связано с быстрым ростом уровня моря, размывом прибрежных образований, частыми ингрессиями бассейна. Количественное и систематическое многообразие растительности в отложениях данного системного тракта обусловлено развитием ее в области прибрежной аккумулятивной равнины, где шло прогибание территории в связи с наступающим морем. Мягкий, тепломеренный климат, установившийся в это время, стал благоприятным для произрастания платановых, троходендродесов, аралиевых и др.

Тракт высокого стояния уровня моря верхнетанетско – бартонского секвенса формировался в бартонское время и соответствует верхам средней части люлинворского горизонта. Отложения этой части разреза наращивают разрез трансгрессивного тракта. Сложен тракт опоквидными глинами. Раковины фораминифер становятся более грубозернистыми, недостаточно хорошей сохранности, обедненного видového состава.

Венчается тракт высокого стояния уровня моря отложениями регрессивной стадии. С конца бартонского века (среднелюлинворская подсвита – верхние слои) началось постепенное сокращение Западно-Сибирского бассейна. Ввиду

повсеместного его обмеления в пределах более глубоководных фаций центрального района редко встречаются агглютированные фораминиферы. Их раковины в большей степени грубозернистые, зачастую недостаточно хорошей сохранности и обедненного видового состава.

В позднеэоценовое время наблюдается также обеднение комплексов фораминифер. Это указывает на общее поднятие территории Западной Сибири, которое сказалось на изменении систематического и количественного состава комплексов микрофауны.

Таким образом, литологические особенности пород наряду с палеоэкологическими характеристиками ископаемой фауны и флоры позволили выделить два секвенса в палеоцен-эоценовых отложениях юго-востока Западной Сибири, отражающие эвстатические изменения палеобассейна.

Литература

1. Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. – Томск: НТЛ, 1998. – 337 с.
2. Подобина В.М., Татьяна Г.М., Кривенцов А.В., Ксенева Т.Г. Стратиграфическое положение и особенности формирования железорудных горизонтов на территории Томской области // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых: Труды Всероссийской научной конференции (с международным участием). – Томск, 2005. – С. 115 – 120.
3. Рычкова И.В. Фациально-секвенсное расчленение верхнего мела юго-востока Западно-Сибирской равнины // Материалы научно-практической конференции «Проблемы и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса и производительных сил Томской области». – Томск, 2004. – С. 175 – 176.

ТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ УГЛЕЙ ПРИСАЛАИРСКОЙ ЗОНЫ КУЗБАССА

Е.С. Сысоев

Научный руководитель доцент В.И. Стреляев
Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Различают два вида метаморфизма углей – региональный и термальный. Широко распространен и изучен региональный метаморфизм. Основной его закономерностью является повышение степени метаморфизма углей со стратиграфической глубиной залегания пластов. В меньшей степени изучен термальный метаморфизм, который характерен для условий повышенных температур.

Для объяснения явлений, протекающих при метаморфизме углей и непосредственно влияющих на их свойства, большое значение имеет изучение термодинамики этих физико-химических процессов.

Для изучения истории развития Присалаирской зоны Кузбасса построен стратиграфический разрез по линии, пересекающий её вкrest простирания. Мощности подсерий брались фактические по максимальным значениям.

На приведенном разрезе, кроме указанных подсерий, дана линия фактической глубины погружения кровли острогской подсерии, которая была принята за опорный горизонт. Затем были определены максимальные глубины некоторых опорных угольных пластов по степени их метаморфизма и найдена требуемая глубина погружения кровли острогской свиты (на рис. 1 показана пунктиром).

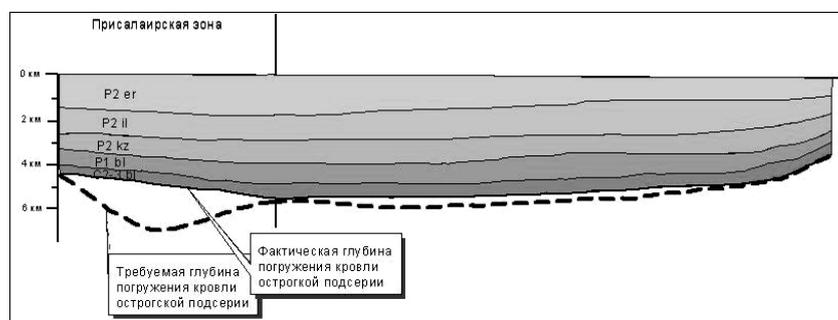


Рис. 1. Геолого-стратиграфический разрез Присалаирской зоны Кузбасса

При расчетах глубины залегания опорных пластов угля по степени метаморфизма было принято значение геотермического градиента $\Delta T = 30 \text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ — среднее по многочисленным определениям современного геотермического градиента по Кузбассу.

На участках стратиграфических разрезов толщ с постоянным геотермическим градиентом $\Delta T \text{ (}^\circ\text{C}/100\text{м)}$ температура в конце участка составит $T_2 = T_1 + \Delta T \Delta h / 100$, где T_1 — температура в начале участка, Δh — изменение стратиграфической глубины погружения пласта, м. При равномерном погружении толщ на рассматриваемом участке со скоростью $v_n = \Delta h / \Delta t$ выполняется соотношение $T_2 = T_1 + v_n \Delta T \Delta t / 100$ и в дифференциальной форме зависимость температуры от времени имеет вид:

$$dT/dt = v_n(h) \Delta T(h) / 100, \quad (1)$$

где скорость погружения $v_n(h)$ и геотермический градиент $\Delta T(h)$ в общем случае зависят от глубины погружения h , определяемой в свою очередь дифференциальным уравнением:

$$dh/dt = v_n(h) \quad (2)$$

Геологическое время t удобно выражать в миллионах лет, поэтому скорость погружения толщ $v_n(h)$ в уравнениях 1 и 2 будет измеряться в м/млн.лет.

При оценке показателя отражения витринита с использованием методики температурно-временного индекса [1,2] используется следующее уравнение:

$$R_0 = 0.501 - 0.10528 I_g(TTI) + 0.20647 [I_g(TTI)]^2 \quad (3)$$

Для расчета индекса ТТИ его интегральную форму:

$$TPI = \int 2^{[T(t)-105]/10} dt \quad (4)$$

нужно представить в дифференциальном виде:

$$d(TPI)/dt = \exp\{\ln 2 [T(t)-105]/10\} \quad (5)$$

Для Бачатской и Краснобродской блоковых систем Присалаирской полосы расчетные значения показателя отражения витринита R_0 , рассчитанные согласно уравнениям (1), (2), (3), (4), (5), составляют 1,021-1,042. Фактические значения $R_0 = 1.1-1.7$. Для такой степени метаморфизма осадочная толща должна погрузиться на глубину более 6 км (рис.1. пунктирная линия). Полоса отклонений фактической глубины залегания кровли острогской свиты от её значений, определенных по метаморфизму углей указывает на существование здесь более высокого потока тепла из недр Земли.

Проведенные глубинные сейсмические исследования земной коры [3] в районе Салаирского края и Присалаирской зоне Кузбасса выявили *глубинный крутопадающий разлом, следящийся до глубины более 50 км (рис.2)*. Данный разлом является основным подводящим каналом глубинных термофлюидов.

Метаморфический ряд углей Присалаирской зоны Кузбасса сформировался под влиянием тектонических факторов, в условиях неравномерного погружения тектоноблоковых систем на различные глубины в область высоких температур. В результате неравномерного и неодинакового по амплитудам погружения, различной степени влияния термофлюидов, разновозрастные отложения Присалаирской зоны Кузбасса подверглись разной степени воздействия основного фактора метаморфизма – температуры [4].

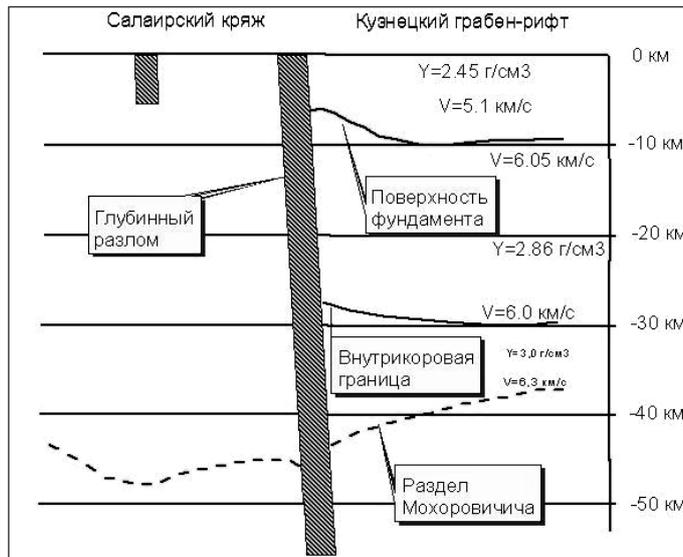


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез Присалаирской зоны Кузбасса

Угли, находящиеся в Краснобродской блоковой системе, занимающей более низкое положение относительно Бачатской блоковой системы, относятся к марке Т. Угли Бачатской блоковой системы менее метаморфизованы и относятся к маркам Г-СС.

Угли основных добычных пластов (пл. Мощный, II Прокопьевский, Горелый), находящиеся на горизонте +200 м (см. рис. 3, а), Бачатская блоковая система, имеют отражательную способность витринита (R_0 , %) равную 0,9-0,82, что соответствует II стадии метаморфизма, угли марки Г. На горизонте -200м витринит имеет отражательную способность 1,2-1,07, что соответствует III стадии метаморфизма, марка угля Г-Ж.

Угли основных добычных пластов (пл. Мощный, II Прокопьевский, Горелый) находящиеся на горизонте +200 м (см. рис. 3, б), Краснобродской блоковая система, имеют отражательную способность витринита (R_0 ,%) равную 1,8-1,9, что соответствует V стадии метаморфизма, марка ТС. На горизонте -200м витринит имеет отражательную способность 2-2,1, что соответствует VI стадии метаморфизма, марка угля Т.

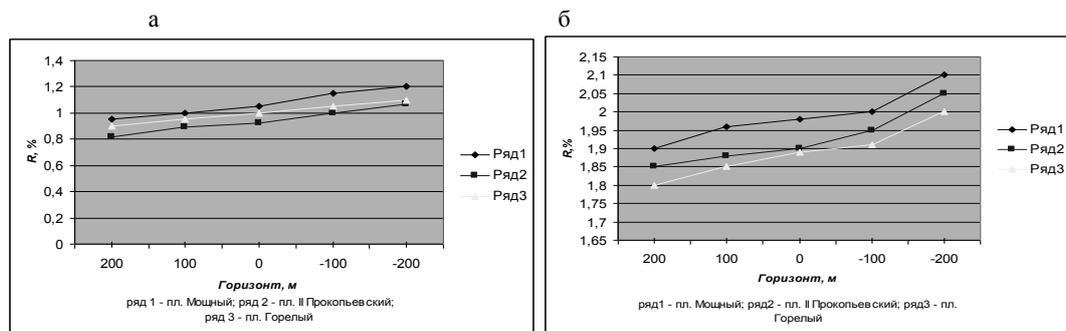


Рис. 3. а - отражательная способность витринита Бачатской блоковой системы; б - отражательная способность витринита Краснобродской блоковой системы

Изменение степени метаморфизма наблюдается также в отдельно взятой структуре одной из блоковых систем (рис. 4).

Метаморфизм углей Присалаирской полосы Кузбасса в одних и тех же пластах повышается по падению крыльев складок, т.е. с повышением глубины залегания.

Этот факт указывает на то, что в период максимального метаморфизма углей существовали складчатые структуры, в которых одноименные угольные пласты залегали на разной глубине и вследствие этого испытывали различную степень воздействия термального метаморфизма.

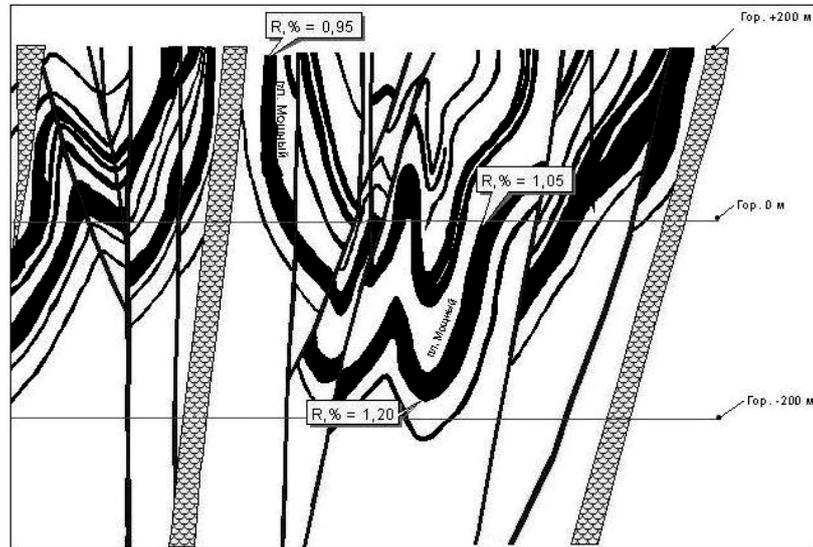


Рис. 4. Изменение отражательной способности витринита в пл. Мощный Бачатской блоковой системы в зависимости от степени воздействия термального метаморфизма

Литература

1. Гагарин С. Г., Еремин И. В. Математическая модель формирования ископаемых углей в недрах. // ХТТ. – 1999. - №5. – С.18 – 25.
2. Гагарин С. Г., Королев Ю. М. Моделирование преобразований фазового состава ископаемых углей в недрах. // ХТТ. – 2003. – №6. – С.6 – 19.
3. Крылов С. В. и др. Глубинные сейсмические исследования в районе Салаирского кряжа // Геология и геофизика. - 1971. - №7. – С. 79 – 83
4. Сысоев Е. С., Стреляев В. И. Тектоно-блоковое строение Бачатского угленосного района (Кузбасс). // Молодежная школа-конференция XXXVII тектонического совещания «Эволюция тектонических процессов в истории Земли». – Москва, 2004. – С. 132 – 134.

О ВЛИЯНИИ ТЕРМАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА НА ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД УГЛЕЙ (ПРИСАЛАИРСКАЯ ЗОНА КУЗБАССА)

Е.С. Сысоев

Научный руководитель доцент В.И. Стреляев
Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Термальный метаморфизм способствовал изменению состава цемента вмещающих угольные толщи горных пород. В пределах Присалаирской полосы выделяется пять основных видов цемента: гидрослюдистый, гидрослюдисто – серицитово – карбонатный, гидрослюдисто – кварцеворегенерационный, серицитовый и карбонатный. При этом, гидрослюдистый цемент с примесью серицита и карбонатов характерен для песчаников и алевролитов вмещающих угли марки Ж₁. С переходом от Ж₁ к Ж₃ наблюдается постепенное увеличение в составе цемента серицита, а количество гидрослюды соответственно уменьшается. На стадиях Ж₃ и К₁ цемент, в основном серицитовый и карбонатный. Количество цемента в горных породах различное. Так, песчаники с гидрослюдистым цементом содержат его 18-22%, а алевролиты – 30-35%. Песчаники с серицитовым цементом содержат его в среднем 8-9%, а алевролиты 12-15%. Интересными являются песчаники на карбонатном цементе, который по составу является чаще кальцитовым и реже доломитовым. Песчаники с кальцитовым цементом чаще размещаются вблизи крупных тектонических нарушений, углы падения которых составляют 70-80°. Под микроскопом видны следы замещения первичного обломочного материала карбонатами (рис.1)

а

б

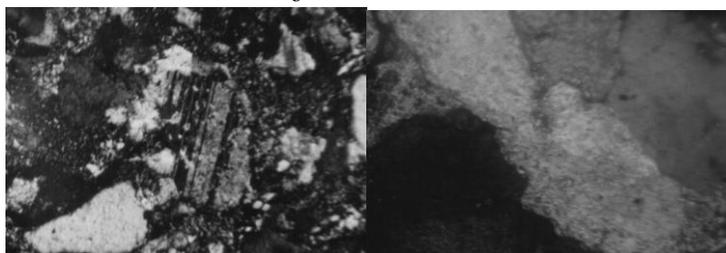


Рис. 1. Шлиф № 24. (а) песчаник с поровым цементом, увелич. 10, николи +;
(б) кальцитовый крупнозернистый цемент, увелич. 25, николи +

По своему составу песчаники и алевролиты являются полимиктовыми и состоят из обломков кварца (15-35%), полевых шпатов (15-25%), кварцитов (10-20%), эффузивов (10-15%) и сланцев (до15%). В виде примесей встречается биотит, турмалин, апатит, мусковит и угольные частицы, составляющие обычно 1-3%. Цемент по типу чаще контактный, поровый с переходом в базальный (рис. 2).

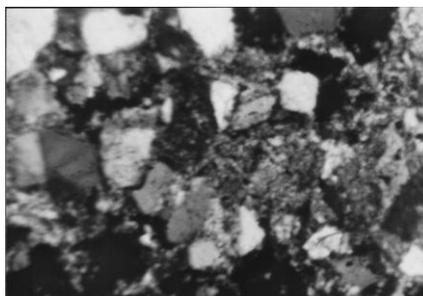
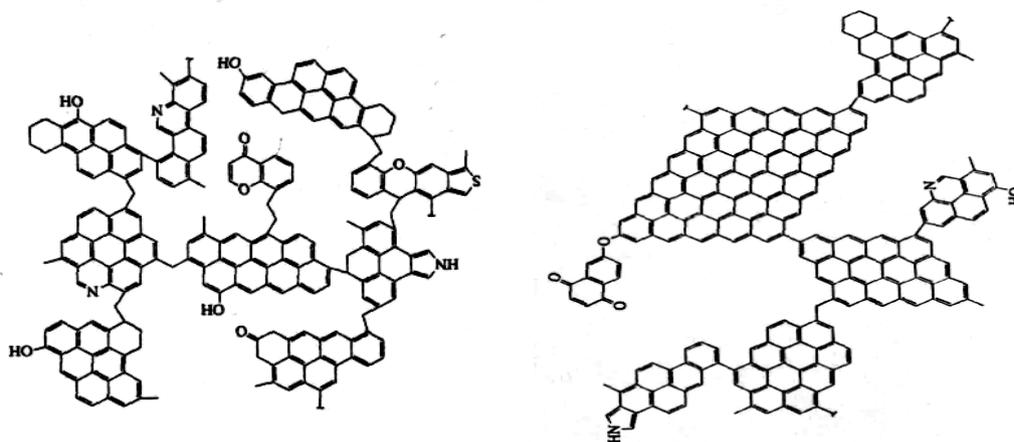


Рис. 2. Шлиф № 25. Полимиктовый песчаник, увел. – 10, николи +

В строении углей различают молекулярную структуру – объединение отдельных атомов силами химических связей в устойчивые образования, являющиеся носителями химических свойств, и надмолекулярную организацию – объединение отдельных молекул силами физических связей, и являющееся носителем в основном физико-механических свойств. Угольное вещество в целом – это высокомолекулярная структурно-организованная система, отдельные компоненты которой обладают определенными свойствами. Элементы структуры образуются самопроизвольно из различных по природе растительных остатков под воздействием палеогеографических и тектонических условий и представляют собой сложные конструкции, организованные по принципам супрамолекулярной архитектуры. При термальном метаморфизме, воздействие на угли приводит к некоторым изменениям элементов структуры угольного вещества [1]. Угли находящиеся в Бачатской и Краснобродской блоковых системах различаются по структуре вещества.

Повторяющиеся звенья (рис.3а) фрагментов макромолекул витринита углей Бачатской блоковой системы ($R_o=1,1-1,35$) характеризуются минимальной степенью межмолекулярного взаимодействия. В дополнение к этому нафталиновые и гидроароматические кольца находятся в единой поликонденсированной системе с ароматическими циклами, что создает условия внутримолекулярного переноса и перераспределения водорода. Все это благоприятствует большому количественному выходу высокомолекулярных жидкоподвижных продуктов и обуславливает их спекающие свойства.



*Рис. 3. а - модель структуры витринита углей Бачатской блоковой системы;
б- модель структуры витринита углей Краснодарской блоковой системы
(по материалам О.Н. Федяевой [2])*

В витринитах Краснодарской блоковой системы ($R_o = 1,30 - 1,74$) доминируют π - π -взаимодействия между плоскими ароматическими кластерами. В структурных звеньях витринитов образованию компактных полиароматических фрагментов препятствуют метиленовые мостики, жестко удерживающие ароматические пластины (рис.3, б).

Высокотемпературная обработка углей Присалаирской зоны, под воздействием глубинного тепла, приводит к усилению степени связанности структурных ассоциатов. Кокс из углей Краснодарской блоковой системы имеет более высокие значения показателя отражения витринита и представляет собой хорошо сплавленный материал с порами правильной формы и гладкими межпоровыми стенками рис. 4.

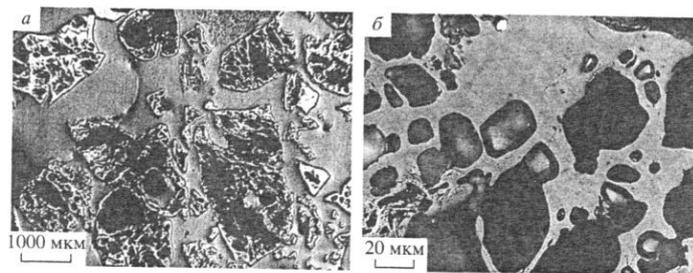


Рис. 4. Микроструктура кокса Краснодарской блоковой систем (по материалам С.А. Эпштейна [3])

Для кокса из углей Бачатской блоковой системы особенности проявляется в различном гранулометрическом составе кокса рис. 5 и хорошей степенью спекаемости.

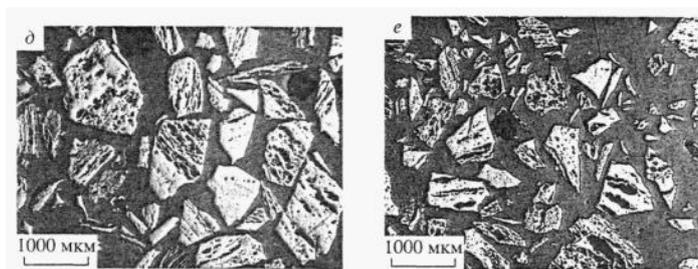


Рис. 5. Микроструктура коксов Бачатской блоковой системы (по материалам С.А.Эпштейна [3])

Литература

1. Сысоев Е. С., Стреляев В. И. О метаморфических преобразованиях углей (на примере Бачатского угленосного района Кузбасса) // VIII международный симпозиум имени академика М.А. Усова. – Томск: ТПУ, 2004.
2. Федяева О. Н., Патраков Ю. Ф. Структура и свойства макромолекулярных фрагментов органического вещества углей. // ХТТ. – 2004. - №5. – С.24 – 31.
3. Эпштейн С. А. и др. Вещественный состав и реакционная способность витринитов каменных углей разной степени восстановленности. // ХТТ. – 2005. - №1. – С.22 – 35.

ОСОБЕННОСТИ ЛЕССОВ И ЛЕССОВЫХ ПОРОД СЕВЕРА РУССКОЙ РАВНИНЫ

Т.А. Цыганкова

Научный руководитель заведующий кафедрой Е.Ю.Трацевская

Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины, Республика Беларусь

Лессовые породы включают два типа образований: лессы и лессовидные породы. Лессы – это пылеватые породы от палево-желтого до буровато-желтого цвета, высокопористые и макропористые, неслоистые, характеризующиеся связностью в сухом состоянии. Породы, которые частично утратили характерные для лёссов признаки или не приобрели их, называются лессовидными. Чаще всего они описываются совместно как единая толща лессовых пород. Строение и свойства лёссовых пород подчиняются определённым пространственным закономерностям, связанным с геологической историей отдельных районов Русской платформы и современной ландшафтно-климатической зональностью. В связи с этими закономерностями на Русской равнине выделено три основные провинции. Поскольку в геоморфологическом отношении территория Беларуси рассматривается как часть Русской равнины, то её можно отнести к северной провинции распространения лессовых пород. В пределах территории Беларуси лессовые породы имеют островной характер распространения. Для них характерны значительные просадочные деформации при дополнительных нагрузках [2].

Наиболее благоприятными для лессонакопления в течение плейстоцена были перигляциальные и экстрагляциальные области с их совокупностью климатических, геохимических и биологических факторов. Перигляциальные отложения занимают довольно обширные территории по окраине древних оледенений. Образование их обусловлено деятельностью талых ледниковых вод и ветров (стоковые ветры). Процессы криогенеза (в слое сезонного промерзания – оттаивания) привели к образованию покровных отложений, состоящих в основном из частиц пылеватой фракции. Размыв или развевание этих отложений с последующим переотложением материала в экстрагляциальной области в условиях холодного засушливого степного климата положили начало образованию толщ лессовых пород.

Условия залегания лессовых пород территории Беларуси достаточно однообразны, они образуют покровы на различных орографических элементах не зависимо от их гипсометрического положения. Широко распространены голоценовые лессовые породы с остатками современной фауны и флоры; меньшее распространение имеют верхнеплейстоценовые, слагающие значительную часть разреза низких надпойменных террас и оснований склонов. Еще реже встречаются лессовые породы среднеплейстоценовые.

В Беларуси, распространены преимущественно лессовидные породы мощностью 3 - 5 м, реже (по склонам речных долин и балок) до 10 м. Подстилаются они четвертичными отложениями различных генетических типов. Лессовые породы образуют почти сплошной покров на водоразделах, склонах и речных террасах, включая и первую надпойменную [1].

Лессовидные отложения широко распространены в восточной части Беларуси и на территории Минской, Новогрудской, Мозырской возвышенностей. Они залегают на моренных и краевых отложениях, реже перекрывают флювиогляциальные пески. Максимальные мощности лессовых отложений (свыше 10 м) приурочены к восточным районам территории Беларуси и Мозырской возвышенности. На остальной территории толща редко превышает 5 м. Представлены эти образования пылеватыми супесями и суглинками, в составе которых доминируют алевритовые (33-88 %) и глинистые (21-31 %) частицы. Лессовидные отложения нередко трещиноватые и в большинстве своем карбонатные. Содержание карбонатов чаще всего составляет 1-6 %, иногда превышает 10 % [5].

Типичные лессовые породы распространены в пределах Оршанско-Могилевской равнины и Смоленско-Московской возвышенности. Лессовидные породы встречаются на водораздельных пространствах почти повсеместно. Распространение лессовых и лессовидных грунтов довольно четко контролируется гипсометрическими особенностями территории: породы первого типа развиты в основном на абсолютных высотах 190-220 м, лессовидные породы занимают более низкий уровень (145-180 м) и шире распространены в бассейне нижнего Сожа. Данный комплекс отложений залегает трансгрессивно на породах различного возраста – от днепровской моренных и водноледниковых до поозерских озерных. Максимальные мощности лессовых пород (до 15-18 м) установлены в Горечком, Дубровенском, Мстиславском районах [1].

В результате комплексного изучения лессовых образований Новогрудской возвышенности установлен голоценовый возраст погребенных почв, сформированных в периоды относительных потеплений климата на протяжении среднего и позднего голоцена. Горизонты почвы формировались, вероятнее всего, в условиях лесостепной зоны. Структура перекрывающих почвы лессоподобных отложений указывает на явные признаки их вторичного накопления в ходе денудационного переотложения первичного лессовидного материала. В позднем голоцене усилились делювиальные процессы, приведшие к накоплению достаточно мощных (до 8 - 10 м) шлейфов склоновых образований. Они представлены лессоподобными слоистыми суглинками, супесями, тонкими песками.

В Белорусском Полесье лессовидные отложения распространены на Мозырской краевой ледниковой возвышенности и Хойникской водно-ледниковой равнине [5]. На Озаричской водно-ледниково-моренной равнине к юго-востоку от п.г.т. Озаричи у дд. Тидово, Суховичи развиты поля мелких перевеваемых песчаных аккумуляций. В восточном направлении мелкозернистые пески постепенно переходят в тонкие лессовидные.

Лессовые признаки пород формируются при наличии пылеватого материала, наличии карбонатов и фациально-геохимической среды, способствующей их накоплению [2].

В геологической истории формирования лессовых пород, как и других осадочных пород, надо различать два основных этапа: 1) накопление осадков; 2) преобразование их при литификации в лессовую породу, сформировавшие их облик и свойства. Степень выраженности лессовых признаков и свойств в известной мере определяются способом и условиями накопления осадков, за счет которых формируются лессовые породы. [4]. Формирование просадочных свойств лессов и их динамика неразрывно связаны с динамикой климатической компоненты ландшафта. По Н.И. Кригеру [3], просадочные свойства лессов эволюционируют вместе с климатом в естественных условиях их существования. Факторы, влияющие на просадочность, разнообразны. Различают факторы внутренние, характеризующие лессовые породы как геологические тела (генезис, мощность, состав и др.), и внешние по отношению к лессовым породам (направление замачивания, величина нагрузки и т.п.). В процессе литогенеза в течение десятков тысяч лет лессовые породы частично деградируют. В результате техногенного воздействия скорость деградации значительно увеличивается. Преобразование микроструктуры лессового грунта при его деградации можно представить в виде трех основных этапов [4].

На первом этапе до просадки лессовая микроструктура представляет метастабильную систему, состоящую из отдельных глобулярных зерен и глинисто-пылеватых микроагрегатов, она характеризуется высокой пористостью и завершенностью структурного каркаса в условиях слабого увлажнения.

На втором этапе (замачивание) происходит разрушение микроструктуры, а именно резкое снижение прочности структурных связей при увлажнении и разрушение водонестойчивых агрегатов с их диспергацией на глинистые и пылеватые составляющие, что приводит к формированию «дефектов» в микроструктуре и нарушению завершенности ее структурного каркаса. Микроструктура теряет устойчивость и разрушается.

На третьем этапе формируется новая, более плотная микроструктура.

Проблема проектирования и строительства сооружений на лессовых породах связана в первую очередь с их водонестойчивостью и склонностью к просадкам. Основная причина просадки лессовых пород состоит в том, что под воздействием воды в них разрушаются структурные связи и строение, происходит оплывание макропор и резкое доуплотнение породы либо только от собственного веса, либо под воздействием нагрузки от сооружения.

С деятельностью поверхностных и подземных вод на территории Беларуси широкое распространение имеют суффозионно-просадочные явления, которые в рельефе выражены в виде западин и блюдечек. Блюдцеобразные западины имеют в плане округлую, овальную, грушеобразную или эллипсоидальную форму. Нередко встречаются блюдца вытянутой формы, у которых длина в 2-3 раза больше ширины. Отдельные блюдца достигают 30-50, а иногда 100-120 м в поперечнике. По сравнению с окружающими пространствами поверхность их может быть понижена на 2-3 реже до 7 м. Для территории Беларуси средняя глубина блюдечек составляет 0,6-1 м [5].

В Беларуси наибольшее количество блюдцеобразных западин сосредоточено в юго-восточной части Витебской (Оршанский и Дубровенский р-ны) и северо-восточной части Могилевской области (Горецкий, Мстиславский, Кричевский районы). В пределах лессовых районов Беларуси они отличаются повсеместным распространением.

Больше всего блюдечек встречается на участках междуречий, для которых характерен пологоволнистый сглаженный рельеф с колебанием относительных высот от 3 до 10 м. На водораздельной платообразной равнине, прилегающей к долине Днепра в пределах южной части Витебской и Могилевской областей, активизация процесса формирования блюдечек и западин связана с имевшими и имеющими место в настоящее время медленными тектоническими движениями земной коры положительного знака, характеризующимися скоростью 0-2,0 мм/год.

Развитие суффозии начинается нисходящим движением воды по вертикальным трубчатым каналам, характерным для строения этих пород. Размыв начинается вблизи крутого обрывистого берега реки, оврага или откоса канала, где могут создаваться большие градиенты фильтрации и большие скорости подземного потока. При наличии растворимых солей, играющих роль цемента, они могут растворяться, что усугубляет оседание поверхности. Следует отметить, что лессовидные отложения Беларуси часто карбонатны, содержание карбонатов чаще всего составляет 1-6 %, иногда превышает 10 % [1].

В пределах лессовых районов Беларуси возраст подавляющего большинства суффозионно-просадочных форм рельефа составляет около 100-150 лет, что согласуется со временем интенсивного распаивания лессовых территорий. [5]

Выяснение условий образования суффозионно-просадочных форм рельефа имеет большое практическое значение, как для целей сельского хозяйства, так и при определении инженерно-геологических свойств просадочных грунтов.

Литература

1. Геология Беларуси / Под ред. А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкого, А.В. Матвеева и др. – М., 2001. – 814 с.
2. Инженерная геология СССР / Под ред. И.С. Комарова – М.: МГУ, 1978. – Т.1. – 528 с.
3. Кригер Н.И. Лесс, его свойства и связь с географической средой. – М., 1965.
4. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. – Ленинград, 1977. – С. 479.
5. Трацевская Е.Ю., Галкин А.Н. Суффозионно-просадочные явления на территории Белоруссии // Инженерная геология массивов лессовых пород: Труды Международной научной конференции. Москва, МГУ, 25-26 мая 2004 г. – М.: МГУ, 2004. – С. 108 – 109.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОГЕОТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЙ МЕЖСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ, ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

В.О. Юрков

Научный руководитель ассистент А.В. Ковалева

Гомельский государственный университет им. Ф. Скорины, Республика Беларусь

В настоящее время палеогеотермические исследования широко используются для выяснения многих геолого-генетических проблем, а также для решения практических вопросов, непосредственно относящихся к выявлению различных полезных ископаемых и, прежде всего энергетического минерального сырья – нефти и газа.

Температура является ведущим фактором многих геолого-геохимических процессов. Она существенно влияет на процессы растворения солей, анионно-катионного обмена, диффузии, в результате чего меняется плотность, вязкость, растворяющая способность подземных вод. Определяющая роль температуры заключается в преобразовании органического вещества осадочных толщ и формировании залежей нефти. Изменение геотермического режима Припятского прогиба имеет весьма важное значение, так как отражает динамику подземных вод и является фактором, как образования, так и сохранения газонефтяной залежи [3].

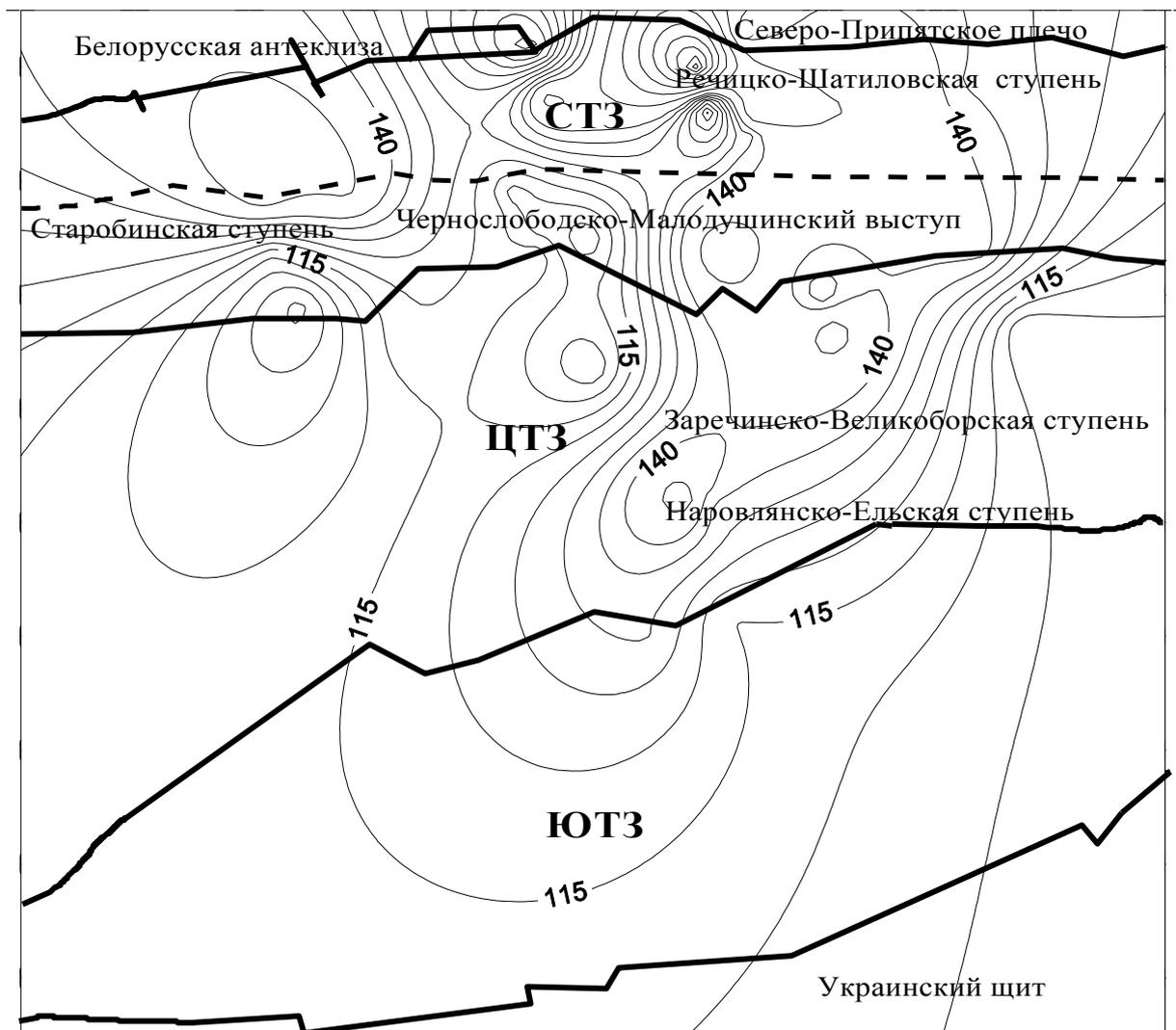


Рис. 1. Распределение палеотемператур межсолевого комплекса Припятского прогиба

Предметом исследования являются палеотемпературы межсолевого комплекса северной, центральной и южной тектонических зон Припятского прогиба.

Объект исследования – территория Припятского прогиба.

Припятская впадина расположена в пределах Русской плиты Восточно-Европейской платформы и является частью Сарматско-Туранского линейного элемента.

Кристаллический фундамент Припятской впадины залегает на глубинах от 0,3 до 5-6 км и сложен биотитовыми гнейсами, гранитогнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, гранитами архея, нижнего и среднего протерозоя.

На фундаменте залегает мощная толща осадочных пород, представленная верхнепротерозойскими, девонскими, каменноугольными, пермскими, мезозойскими и кайнозойскими образованиями [4].

По степени напряженности температурного поля, в особенности его изменения по площади и разрезу, выделяется три геотемпературные и тектонические зоны: северная, центральная и южная. Выделение этих зон, присущие им особенности и отличие в строении, характера размещения разломов, эрозионных и других явлений объясняются, прежде всего, структурой и природой рифтового грабена.

Исследуемый межсолевой комплекс широко распространён в центральных и восточных частях Припятского прогиба, а его стратиграфические аналоги – на западе и крайнем северо-востоке. В стратиграфическом отношении межсолевой комплекс соответствует большей части задонского и елецкого горизонтов фаменского яруса верхнего девона. Его мощность колеблется в пределах от 37-47 до 564-877 м. На сводах целого ряда локальных структур межсолевые отложения отсутствуют [4].

В целом для исследуемой области характерна тесная связь между геотермической зональностью и геологическим строением. Так, наиболее тектонически-активной северной зоне свойственна повышенная напряжённость температурного поля, южной – пониженная.

Для характеристики палеогеотемпературных условий была составлена с помощью программы «Surfer» карта распределения палеотемператур межсолевых отложениях (рисунок 1).

Анализируя представленную карту и литературные источники [1-5] для Припятского прогиба можно выявить следующие характерные особенности:

1. Наиболее значительный прогрев межсолевых и подсолевых осадочных образований Припятского прогиба имел место в позднефранское и средне-позднефаменское–раннетурнейское время.

2. Амплитуда температур колеблется от 90⁰ до 220⁰С.

3. Данные по отражательной способности витринита из разрезов межсолевых и подсолевых отложений показывают:

Для северной тектонической зоны характерны максимумы палеотемператур, которые приурочены к тектоническим разломам, вблизи Речицко-Шатиловской ступени, а максимальная зафиксированная палеотемпература – 225⁰С (Светлогорская,1).

Для центральной тектонической зоны палеотемпературы становятся ниже, чем в СТЗ, их амплитуда 115-150⁰С с максимумами в 160⁰С (Мозырьская,2) и 156⁰С (З-Валавская, 24).

4. Современный геотермический режим межсолевого комплекса характеризуется относительно низкими температурами. Средняя температура кровли межсолевого комплексов составляет 48,8⁰С.

5. Современные температуры северной тектонической зоны значительно выше температур центральной и южных тектонических зон, что обусловлено, по-видимому, различными условиями геолого-тектонического развития этих зон в верхнепалеозойское и мезозойское время, в частности, большей тектонической мобильностью северного глубинного разлома по сравнению с южным.

6. Тепловой поток в северной зоне (1,2–2,6 мккал/см²*сек) более чем в 3 раза выше, чем в южной (0,5–0,7 мккал/см²*сек). Такой же закономерностью характеризуется распределение температур по поверхности кристаллического фундамента: расчетная температура в северо-восточной части впадины при глубине фундамента 5000 м достигает 125⁰С (Шатиловская скв., 1-Р), тогда как в южной на этой же глубине температура фундамента составляет лишь 71⁰С.

7. Участки распределения повышенных современных и палеотемператур в Припятском прогибе могут являться перспективными для поисков нефти и газа.

Литература

1. Ажгиревич Л.Ф. Катагенез и палеотермия платформенного чехла Припятского прогиба // Строение и развитие платформенного чехла Белоруссии. – Мн.: Наука и техника. – 1976. – С. 61-73.
2. Бескопыльный В.Н. Геотермическая зональность и размещение нефтяных месторождений в Припятском бассейне // Геология нефти и газа. – 1973. – №12. – С. 41-45.
3. Гидрогеология глубинных зон артезианских бассейнов Белоруссии // Сборник научных трудов – Мн.:БелНИГРИ,1975.
4. Жогло В.Г. Подземные воды Припятской впадины в связи с нефтегазоносностью // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, 1978. – 293 с.
5. Махнач А.С., Кудельский А.В., Махнач А.А., Жогло В.Г. Перспективы нефтеносности Припятской впадины в свете палеотермических исследований // Серия геологическая. – 1981.– № 1. – С. 107 – 119.